

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL

CARACTÉRISATION DES STOCKS DE CARBONE DE 5 TYPES DE
FORMATIONS VÉGÉTALES DANS UN SECTEUR DU BASSIN VERSANT DE LA
RIVIÈRE EASTMAIN, BAIE JAMES.

MÉMOIRE

PRÉSENTÉ

COMME EXIGENCE PARTIELLE

DE LA MAÎTRISE EN GÉOGRAPHIE

PAR

JESSICA LAGACÉ BANVILLE

MAI 2009

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL
Service des bibliothèques

Avertissement

La diffusion de ce mémoire se fait dans le respect des droits de son auteur, qui a signé le formulaire *Autorisation de reproduire et de diffuser un travail de recherche de cycles supérieurs* (SDU-522 – Rév.01-2006). Cette autorisation stipule que «conformément à l'article 11 du Règlement no 8 des études de cycles supérieurs, [l'auteur] concède à l'Université du Québec à Montréal une licence non exclusive d'utilisation et de publication de la totalité ou d'une partie importante de [son] travail de recherche pour des fins pédagogiques et non commerciales. Plus précisément, [l'auteur] autorise l'Université du Québec à Montréal à reproduire, diffuser, prêter, distribuer ou vendre des copies de [son] travail de recherche à des fins non commerciales sur quelque support que ce soit, y compris l'Internet. Cette licence et cette autorisation n'entraînent pas une renonciation de [la] part [de l'auteur] à [ses] droits moraux ni à [ses] droits de propriété intellectuelle. Sauf entente contraire, [l'auteur] conserve la liberté de diffuser et de commercialiser ou non ce travail dont [il] possède un exemplaire.»

REMERCIEMENTS

Je voudrais tout d'abord remercier la personne qui est à l'origine de ma passion pour les écosystèmes boréaux, ma directrice Mme Michelle Garneau. Elle a su me transmettre sa passion pour ces milieux où les moustiques nous font parfois la vie dure. C'est aussi elle qui m'a donné l'opportunité de travailler à la Baie James dès le début de mes études de premier cycle et je suis persuadée que ces expériences ont grandement participé à la poursuite de mes études dans ce domaine. Un merci tout spécial à mon co-directeur, David Paré, qui s'est merveilleusement intégré dans mon projet en milieu de parcours et qui a rendu à cette étude une touche toute particulière. Il m'a ouvert chaleureusement les portes de son laboratoire dans lequel j'ai pu faire de surprenantes expériences d'incubation et découvrir le mystérieux monde des sols forestiers. Merci aussi de m'avoir permis de pousser un peu plus loin les limites de mes connaissances dans ce domaine. Merci aux techniciens du Centre forestier des Laurentides qui m'ont aidé à réaliser plusieurs analyses de sol. Un merci spécial à Luc St-Antoine qui a généreusement fait mes mesures de respiration, m'évitant ainsi de faire des dizaines de voyage entre Montréal et Sainte-Foy. Merci aussi Dr. Samy Ullah du département de géographie de l'université McGill pour les données de température de sol qui n'avaient pas pu être mesurées par les *dataloggers*. Merci à Luc Pelletier pour les prises de mesures non planifiées et l'aide technique. Aussi, cette recherche n'aurait pu être réalisée sans le soutien financier d'Hydro-Québec et du Dr. Alain Tremblay, conseiller scientifique production et du Conseil de recherche en sciences naturelles et génie du Canada pour la bourse de maîtrise.

Ces deux dernières années n'auraient pas été aussi agréable sans la présence de mes collègues qui sont aussi devenus mes amis. À Annie qui a minutieusement corrigé l'orthographe de ce mémoire et Monic pour le support moral en tout temps. François, merci pour ces escapades en République Dominicaine où j'ai pu rédiger sous le chaud soleil des tropiques et pour ton optimisme qui m'a permis de demeurer persévérante jusqu'au bout. Le plus grand des remerciements va à mes parents qui m'ont toujours encouragée dans mes projets, aussi fous fussent-ils. Je ne serais certainement pas en train de rédiger ces remerciements sans vous. Je dédie ce mémoire à mon petit frère, tu vois que c'est possible, à toi maintenant.

TABLE DES MATIÈRES

LISTE DES FIGURES.....	vii
LISTE DES TABLEAUX.....	ix
LISTES DES ABRÉVIATIONS, SIGLES ET ACRONYMES.....	x
RÉSUMÉ.....	xi
INTRODUCTION	12
CHAPITRE 1	
TRAVAUX ANTÉRIEURS.....	16
1.1 Émergence de la question du carbone des écosystèmes forestiers canadiens.....	16
1.2 La forêt boréale à l'échelle du paysage, puits ou source de carbone ?.....	18
1.3.1 Accumulation et perte de carbone des sols.....	20
1.3.2 Mesure des stocks de carbone des sols.....	21
1.4 Variabilité dans les stocks de carbone des sols forestiers.....	23
1.4.1 Variabilité à l'échelle globale	23
1.4.2 Variabilité à l'échelle du paysage	24
1.5 Facteurs biotiques et abiotiques qui contrôlent les pertes de carbone des sols.....	28
1.5.1 La qualité de la matière organique.....	28
1.5.2 Propriétés du sol.....	30
1.5.3 L'influence du climat	32
1.6 Le temps de résidence du carbone et les pools cinétiques.....	36
1.7 Les feux de forêt : source de carbone.....	38
1.8 Effet de l'inondation sur les peuplements	39
CHAPITRE II	
DESCRIPTION DU MILIEU ÉTUDIÉ.....	41
2.1 Localisation géographique des sites à l'étude.....	41
2.2 Géologie et dépôts de surface	42

2.3 Climat.....	44
2.4 Relief et hydrographie.....	44
2.5 Description de la végétation et des sols.....	45
2.5.1 La pessière noire.....	45
2.5.2 La pinède grise.....	45
2.5.3 La peupleraie faux-tremble.....	46
2.5.4 La bétulaie.....	47
2.5.5 Les sols.....	47
2.6 Cycle des feux de forêt.....	47
CHAPITRE III	
MÉTHODOLOGIE.....	49
3.1 Choix et description des sites.....	49
3.2 Description des formations végétales.....	50
3.2.1 Forêt résineuse à canopée fermée (CF).....	50
3.2.2 Forêt résineuse à canopée ouverte (CO).....	51
3.2.3 Forêt de feuillus (FEUIL).....	51
3.2.4 Les forêts en régénération après feu (FR et FA).....	51
3.3 Échantillonnage de la végétation.....	51
3.3.1 Relevé de végétation.....	52
3.3.2 Mesure des apports de litière.....	52
3.4 Âge des peuplements.....	53
3.4.1 Analyse par dendrochronologie.....	53
3.4.2 Régression âge-diamètre à hauteur de poitrine.....	54
3.5 Méthode d'échantillonnage du sol.....	55
3.5.1 Traitement préliminaire des échantillons.....	56
3.6 Analyse des propriétés chimiques des sols.....	56
3.6.1 Mesure de pH.....	56
3.6.2 Extraction Fe-Al.....	56

3.6.3 Capacité d'échange cationique (CEC)	57
3.6.4 Pourcentage de C et N total	57
3.6.5 Hydrolyse à l'acide et cellulose	58
3.7 Analyse des propriétés physiques des sols	58
3.7.1 La texture des sols.....	58
3.7.2 Densité apparente du sol.....	59
3.7.3 Données de température du sol.....	60
3.8 Incubation des sols.....	62
3.8.1 Préparation des microcosmes	62
3.8.2 Mesure de respiration.....	62
3.9 Analyses statistiques	63
3.10 Cartographie des stocks de carbone	64
 CHAPITRE IV	
RÉSULTATS	65
4.1 Propriétés physiques des sols.....	66
4.1.1 Texture des sols	66
4.1.2 La densité apparente des sols (bulk density)	67
4.1.3 L'épaisseur de l'humus	68
4.2 Propriétés chimiques des sols	69
4.2.1 Concentrations en carbone	69
4.2.2 Concentration en azote.....	71
4.2.3 Ratio C/N.....	72
4.2.4 Contenu en matière organique	73
4.2.5 Cellulose.....	75
4.2.6 Carbone insoluble à l'acide	75
4.2.7 Autres propriétés chimiques	76
4.2.8 Relation entre les propriétés chimiques et le pourcentage de carbone des sols ...	77
4.3 Paramètres écologiques des sites	78
4.3.1 Végétation	78

4.3.2 Apports annuels de litière.....	80
4.3.3 Âge des peuplements.....	81
4.3.4 Drainage des sites	83
4.4 Accumulation de carbone dans les sols.....	84
4.4.1 Stock de carbone organique.....	84
4.4.2 Âge des peuplements et carbone.....	87
4.4.3 Dépôt et carbone	88
4.4.4 Épaisseur de l'humus et carbone.....	89
4.4.5 Classes de drainage et carbone	90
4.4.6 Position par rapport à la pente	91
4.4.7 Retombées de litière et stock de carbone.....	92
4.4.8 Cartographie des stocks de carbone	94
4.4.9 Autres analyses.....	96
CHAPITRE V	
ARTICLE	97
5.1 Introduction	99
5.2 Methods	101
5.2.1 Study area and sites description.....	101
5.2.2 Soil sampling and preparation	103
5.2.3 Laboratory analysis.....	104
5.2.4 Incubation.....	104
5.2.5 Carbon mineralization measurements	105
5.2.6 Data analysis.....	105
5.2.7 Statistical analysis	106
5.2.8 Estimation of soil heterotrophic respiration	106
5.3 Results.....	107
5.3.1 Soil organic carbon stocks.....	107
5.3.2 Labile carbon	108
5.3.2 Seasonal heterotrophic respiration	113
5.4 Discussion.....	115

5.4.1 Variation in carbon stock.....	115
5.4.2 Soil heterotrophic respiration.....	116
CHAPITRE VI	
DISCUSSION GÉNÉRALE ET CONCLUSION	125
6.1 Discussion.....	125
6.1.1 Variation dans les stocks de carbone des formations végétales.....	125
6.1.2 Facteurs qui influencent significativement l'accumulation de carbone	129
6.1.3 Résultats des incubations.....	133
6.3 Conclusion.....	134
Limites de l'étude	137
Bibliographie	138
Annexe 1	158

LISTE DES FIGURES

2.1	Localisation de la région d'étude.....	41
3.1	Composé coloré de la bande d'images du satellite Spot-4 et localisation des 45 sites à l'étude dans le bassin versant de la rivière Eastmain.....	50
3.2	Relation entre le DHP et l'âge.....	54
3.3	Code de texture du sol. Pourcentages d'argile et de sable dans les principales classes du sol.....	59
3.4	Relation entre les températures enregistrées mensuellement par le thermomètre de sol et la température diurne enregistrée par les <i>dataloggers</i> pour les formations CF et FA.....	61
4.1	Classes de texture des sols en relation avec les proportions de particules argileuses, limoneuses et sableuses.....	67
4.2	Variation de l'épaisseur de l'humus dans les 45 sites.....	69
4.3	Moyenne des ratios carbone azote des cinq formations végétales.....	72
4.4	Production annuelle de litière pour les cinq formations végétales ($\text{g m}^{-2} \text{ a}^{-1}$).....	81
4.5	Classe de drainage par formation végétale.....	84
4.6	Quantités moyennes de carbone organique par unité de surface.....	85
4.7	Relation entre l'âge des peuplements et les stocks de carbone des sols.....	87
4.8	Stocks de carbone des sols par type de dépôt.....	88
4.9	Relation entre l'épaisseur de la couche organique et les stocks de carbone des sols.....	89
4.10	Stocks de carbone des sols par classe de drainage.....	91
4.11	Relation entre les stocks de carbone des sols et les retombées annuelles de litière.....	93
4.12	Carte des cinq formations végétales et stocks de carbone associés pour la région d'étude..	95
5.1	Map of the vegetation types identified with Spot images on the Eastmain River Watershed, James Bay, Quebec, Canada.....	102
5.2	Total mean soil organic carbon (kg C m^{-2}) in humus and mineral for each forest types.....	108
5.3	Carbon mineralization rates ($\text{mg C g C}_{\text{tot}} \text{ d}^{-1}$).....	111
5.4	Soil heterotrophic respiration based on soil temperature and components of soil respiration for each vegetation type and horizon.....	113
5.5	Soil temperature of the reference sites at 10 cm depth from June 6 to October 4, 2007.....	114
5.6	Relationship between heterotrophic respiration estimated with soil temperature and total C stocks for the 25 studied sites.....	118

LISTE DES TABLEAUX

2.1	Variables climatiques de la région des basses terres de la Baie James.....	44
3.1	Comparaison entre les données de température du sol enregistrées par le thermomètre de sol et les <i>dataloggers</i>	61
4.1	Densité apparente des couches organiques et minérales des 45 sites.....	68
4.2	Concentration en carbone pour les sites des différentes formations végétales.....	70
4.3	Moyenne des concentrations en azote par formation végétale.....	71
4.4	Pourcentage de matière organique contenue dans les couches organiques et minérales..	74
4.5	Proportion de carbone insoluble à l'acide dans la couche organique.....	75
4.6	Proportion de cellulose contenue dans la couche organique.....	76
4.7	Relation entre le pourcentage de carbone organique et les propriétés du sol.....	77
4.8	Liste des espèces végétales présentes et leur recouvrement dans les 9 relevés de végétation.....	79
4.9	Âge moyen des 45 peuplements des formations végétales étudiées.....	82
4.10	Quantité de carbone organique (kg C m ⁻²) pour les neuf sites de chacune des cinq formations végétales	86
4.11	Stocks de carbone, position dans la pente, drainage et dépôt.....	92
4.12	Superficie des cinq formations végétales et stocks de carbone total.....	95
5.1	Values of the parameters estimated from the laboratory incubation.....	110
5.2	Estimates of summer soil heterotrophic respiration fluxes in kg C ha ⁻¹ (summer 2007) and expressed as a proportion of total soil C	115
5.3	Regression analyses predicting labile soil C stocks of the combined soil layers and estimated summer Rh with total soil C stocks and % mineralizable C obtained after a 164-day incubation at 29°C.....	117

LISTES DES ABRÉVIATIONS, SIGLES ET ACRONYMES

C	Carbone
C/N	Ratio carbone azote
CaCl ₂	Chlorure de calcium
CBM-CFS	Carbon Budget Model of Canadian Forest Sector
CCNUCC	Convention-cadre des Nations Unies sur les changements climatiques
CEC	Capacité d'échange cationique
C _{min}	Carbone minéralisé
C _o	Carbon labile
CO ₂	Dioxyde de carbone
COS-SOC	Carbone organique du sol – soil organic carbon
DHP	Diamètre à hauteur de poitrine
FAO	Food and Agriculture Organization of the United Nations
g m ⁻² a ⁻¹	Gramme par mètre carré par année
g C m ⁻² a ⁻¹	Gramme de carbone par mètre carré par année
GES	Gaz à effet de serre
GIEC	Groupe d'experts Intergouvernemental sur l'Évolution du Climat
Gt	Gigatonne
HCl	Chlorure d'hydrogène
IFN	Inventaire forestier national
K	Taux de décomposition
KCl	Chlorure de potassium
kg C m ⁻²	Kilogramme de carbone par mètre carré
LI	Limon
LLI	Loam limoneux
Mg C ha ⁻¹	Mégagramme de carbone par hectare
mg C m ⁻²	Milligramme de carbone par mètre carré
mg C g ⁻¹ C _{tot}	Milligramme de carbone par gramme de carbone total
MO-OM	Matière organique – organic matter
N	Azote
PAF	Perte au feu
ppm	Parties par million
R _a	Respiration autotrophe
R _h	Respiration hétérotrophe
R _s	Respiration du sol
SCCS	Système canadien de classification des sols
SL	Sable loameux
SOPFEU	Société de protection des forêts contre le feu
SPD	Soil profile database

RÉSUMÉ

Le présent projet de recherche s'intègre dans une vaste étude pluridisciplinaire visant à quantifier les émissions nettes de GES suite à la mise en eau d'un réservoir hydroélectrique situé en milieu boréal. La formation du réservoir Eastmain a impliqué l'enneigement d'un territoire de 623 km² composé de peuplements forestiers, de lacs et de tourbières. De manière plus précise, cette étude vise d'abord à quantifier les stocks de carbone des sols des cinq principaux types de formations végétales du territoire qui ont été classifiés à partir d'images SPOT. Le deuxième objectif est de déterminer les variables écologiques qui influencent la variabilité des stocks de carbone mesurés. Des expériences d'incubation *in vitro* ont permis de quantifier la proportion de carbone labile dans chacun des sites ainsi que la réactivité de ces stocks face à une augmentation de la température. Les résultats des différentes analyses montrent que les stocks de carbone varient significativement dans les cinq formations végétales. Les quantités de carbone les plus élevées sont associées aux peuplements de conifère à canopée fermée (CF) (12,2 kg C m⁻²) et de feuillus (FEUIL) (13,4 kg C m⁻²). Les peuplements de feux anciens (FA), feux récents (FR) et de conifère à canopée ouverte (CO) présentent des valeurs qui ne sont pas significativement différentes (4,2 à 8,5 kg C m⁻²) malgré une productivité variable ($p > 0,05$). Les résultats des analyses démontrent que les facteurs qui contribuent davantage à l'accumulation de carbone dans les sols sont principalement l'épaisseur de l'humus, la position du site par rapport à la pente et le dépôt. La classe de drainage et le type de végétation ont aussi une influence sur la variabilité des stocks de carbone. Au niveau de la qualité du carbone, les résultats des incubations présentent des similitudes entre les cinq types de forêts et ce, autant dans l'humus que dans l'horizon minéral ($p > 0,05$). La proportion de carbone labile est plus grande dans la couche organique. La qualité du carbone est plus élevée dans les sites FEUIL et CO et elle est plus faible dans les formations CF. Le potentiel de minéralisation du carbone à un même régime de température est plus élevé dans les peuplements FEUIL et CC. Ce potentiel est principalement déterminé par les stocks de carbone et non la qualité de ce dernier. En déterminant le taux de décomposition de la matière organique à l'aide de la température journalière moyenne du sol et du Q_{10} , il a de plus été possible d'estimer la respiration hétérotrophe des sites pour la période du 8 mai au 4 octobre 2007. Les résultats indiquent que les sites de feuillus présentent le taux de respiration le plus élevé et qu'en considérant un renouvellement quotidien des apports de matière organique au sol (i.e litière et racines), cette formation a perdu plus de 2% des stocks de carbone suivie de la formation à canopée ouverte (1,58%). Les peuplements de feuillus ont donc les stocks les plus importants de carbone et un potentiel de minéralisation supérieur aux autres formations. Dans le contexte d'une perturbation de ces écosystèmes, ils seraient donc les plus susceptibles à émettre du CO₂. Cependant, en raison de leur faible représentativité sur le territoire à l'étude (<10%), les impacts seraient minimisés dans ce contexte-ci.

Mots-clés : carbone organique, sols forestiers, forêt boréale, séquestration

INTRODUCTION

L'accroissement des activités humaines exerce une pression considérable sur les écosystèmes. L'augmentation des superficies occupées par les terres agricoles et les zones d'exploitation forestière sont parmi les transformations les plus marquées qui sont survenues au cours des derniers siècles (Vitousek *et al.*, 1997). Plus récemment, l'accumulation des gaz à effet de serre (GES) dans l'atmosphère engendrée par l'industrialisation est venue s'ajouter aux phénomènes ayant des répercussions planétaires au niveau du climat et de la biodiversité. De ce fait, les écosystèmes terrestres doivent aujourd'hui être étudiés et analysés en tenant compte entre autre de l'influence que les activités humaines exercent sur eux.

Les concentrations atmosphériques de GES, principalement le dioxyde de carbone (CO₂) et le méthane (CH₄) n'ont cessé d'augmenter depuis la période préindustrielle passant de 280 à 350 ppm pour le CO₂ et de 0,7 à 1,7 ppm pour le CH₄. Cette accentuation représente aujourd'hui un des enjeux environnemental les plus étudiés. Sundquist (1993) avait évalué à $7,5 \pm 1,5$ Pg de CO₂ qui était émis dans l'atmosphère annuellement suite aux changements d'affectation des terres, aux perturbations naturelles et à la combustion des combustibles fossiles. Dépendamment des efforts déployés par les sociétés et selon les différents scénarios climatiques, ces concentrations devraient atteindre entre 540 à 970 ppm d'ici la fin de ce siècle (GIEC, 2007). En raison de leurs propriétés radiatives, ces gaz ont le potentiel de perturber le système climatique à l'échelle globale et ce forçage anthropique aurait déjà modifié substantiellement le climat planétaire (GIEC, 2007).

Les conséquences engendrées par ces changements du climat sont donc de plus en plus préoccupantes. Cependant, dans de nombreux pays dont le Canada, ces préoccupations contrastent avec un manque flagrant de volonté à réduire les émissions de GES de manière à respecter les engagements pris lors de la signature du protocole de Kyoto en 1997. Les pays signataires de ce protocole se sont engagés à réduire leurs émissions de GES à 6% de moins que celles de 1990 et ce pour la période entre 2008 et 2012 (CCNUCC, 1997).

À cet égard, des décisions suivant la signature du protocole de Kyoto ont mené à de nouvelles options qui permettent aux pays de compenser leurs émissions de GES par la prise

en compte dans leur budget total de carbone, de puits associés à certains écosystèmes comme les forêts, les tourbières et les terres agricoles. Puisque les écosystèmes forestiers canadiens couvrent plus de 420 millions d'hectares, une meilleure connaissance de la biomasse morte et vivante ainsi que des processus de séquestration du carbone dans les sols s'impose. La séquestration du carbone dans les sols implique un transfert du CO₂ atmosphérique par la végétation vers les sols dans lesquels, si les conditions le permettent, le carbone sera stocké et non directement réémis dans l'atmosphère (Lal, 2004). Cependant, le réchauffement actuel du climat pourrait participer à modifier les stocks de carbone des sols en accélérant la décomposition de la matière organique, entraînant ainsi une accentuation des émissions nettes de carbone vers l'atmosphère. D'après Kirschbaum (2000), un changement de 10% dans les stocks de carbone des sols serait équivalent à 30 ans d'émissions de GES anthropiques. Les émissions de GES anthropiques vs naturels sont aujourd'hui au cœur des enjeux politiques et il importe de comprendre comment les écosystèmes naturels et aménagés peuvent agir comme puits ou source de carbone et influencer les valeurs de ces émissions.

Au Québec, la principale source d'énergie est d'origine hydraulique. Cette énergie provient de la production d'immenses complexes hydroélectriques situés pour la plupart dans les régions boréales. La production d'hydroélectricité nécessite l'ennoiment de territoires principalement composés de forêts, de tourbières et de lacs. Ces écosystèmes sont considérés comme d'importants puits de carbone terrestre car ils contiennent environ 50% du carbone forestier mondial (Kasischke, 2000). On ignore encore si leur ennoiment participe à libérer ou atténuer l'émission de GES vers l'atmosphère (Tremblay *et al.*, 2004).

C'est dans ce contexte que s'inscrit le présent projet de recherche qui s'intègre dans une étude pluridisciplinaire co-dirigée par Dr Michelle Garneau du département de Géographie de l'UQÀM. Cette étude réalisée par les universités UQÀM et McGill vise à quantifier les émissions nettes de GES d'un nouveau réservoir hydroélectrique situé dans le bassin versant de la rivière Eastmain et dont la mise en eau a été amorcée en novembre 2005. Le volet dans lequel s'intègre ce projet de maîtrise porte sur la quantification des stocks de carbone contenus dans les écosystèmes terrestres (forestiers et tourbeux) d'une portion de ce bassin versant. La contribution du présent mémoire porte sur la quantification des stocks de carbone

organique des sols de différents peuplements forestiers de la région étudiée et la détermination de la qualité de ce carbone sur le bilan net du réservoir.

La pertinence de ce projet vient du fait que la forêt boréale et les tourbières ont accumulé d'importants stocks de carbone depuis la dernière glaciation (Gower *et al.*, 2000). Les écosystèmes forestiers boréaux ont largement été identifiés comme puits de carbone, c'est-à-dire que les quantités de carbone séquestrées par leur biomasse et leurs sols sont supérieures au carbone qui en est dégagé sous forme de CO₂.

Cependant, les flux de CO₂ varient spatialement et temporellement (Goodale *et al.*, 2002). Selon les types de peuplements forestiers, différents facteurs autogènes et allogènes vont influencer ces changements et doivent donc être intégrés dans les bilans. Une meilleure connaissance de l'ampleur de ces variabilités à l'échelle du paysage est donc essentielle pour améliorer les estimés et raffiner les modèles de prédiction d'émissions de carbone. La qualité du carbone des sols diffère en fonction de plusieurs facteurs dont le type de litière qui dépend de la composition de la végétation. Peu d'études se sont penchées sur la variabilité des stocks de carbone et de la cartographie de celui-ci à l'échelle d'un bassin versant en milieu boréal. Tout en s'intégrant dans l'objectif général conduit par Hydro-Québec à savoir quelle est la quantité de carbone organique qui a été ennoyée par le réservoir hydroélectrique Eastmain 1A, ce projet de recherche vise de manière spécifique à :

1. Déterminer les stocks de carbone organique contenus dans les sols des cinq types de formations végétales présentes sur le territoire et vérifier si ces formations constituent des unités homogènes de carbone à l'échelle régionale.
2. Identifier les facteurs autogènes et allogènes qui influencent la variabilité des stocks de carbone à l'échelle de ces peuplements.
3. À l'aide d'expérience d'incubation *in vitro*: quantifier, pour chacune des cinq formations végétales, la proportion des stocks de carbone qui est labile ainsi que le potentiel de minéralisation de ce carbone sous différentes températures.

Le premier chapitre du mémoire présente, par une revue de la littérature, le contexte théorique dans lequel s'inscrit cette étude. Le second chapitre présente une description biophysique détaillée de la région étudiée. La méthodologie utilisée pour réaliser cette étude est présentée au chapitre trois, tandis que les résultats qui n'ont pas été intégrés dans l'article scientifique soumis à la revue *Ecosystems* sont exposés au chapitre quatre. L'article scientifique soumis constitue le chapitre cinq, alors qu'une discussion générale ainsi que la conclusion complètent le mémoire.

CHAPITRE I

TRAVAUX ANTÉRIEURS

1.1 Émergence de la question du carbone des écosystèmes forestiers canadiens

Les considérations relatives au carbone stocké dans les écosystèmes forestiers remontent au début des années 1980, parallèlement aux préoccupations scientifiques concernant les changements du climat à l'échelle globale. Des études ont dès lors avancé qu'à l'échelle planétaire, 90% du carbone contenu dans la biosphère terrestre se trouvait dans les écosystèmes forestiers (biomasse et sol) (Armentano et Ralston, 1980), constituant ainsi d'importants puits de carbone (Tans *et al.*, 1990; Bonan, 1991; Sundquist, 1993). Plus précisément, Sedjo (1992) et Dixon *et al.* (1994) ont estimé qu'à l'échelle mondiale, les forêts contiendraient entre 360–480 Gt C dans la végétation et 790–930 Gt C dans les sols. D'autres travaux ont associé les variations dans la concentration atmosphérique de CO₂ aux flux des forêts tempérées et boréales de l'hémisphère nord (Jarvis, 1989). Les forêts de l'hémisphère sud, notamment en Amazonie, étaient déjà connues comme exerçant un rôle déterminant dans les bilans de carbone mais toutefois moins important en raison de la superficie moindre couverte par la végétation (Waring et Schlesinger, 1985).

Grâce à l'utilisation d'images satellites, Tans *et al.* (1990) ont aussi supporté l'importance d'un puits de carbone terrestre aux latitudes moyennes de l'hémisphère nord. Ces auteurs ont reconnu la contribution de la forêt boréale sur les changements du climat en raison de son

rôle dans le cycle global du carbone. Puisque ce biome couvre trois millions de km² au Canada, et renferme près de la moitié du carbone forestier mondial (Dixon *et al.*, 1994), le rôle du Canada au sein du bilan de carbone planétaire a dès lors été reconnu (D'Arrigo *et al.*, 1987).

L'intérêt du rôle des sols forestiers dans le cycle global du carbone s'est accru lors des conférences internationales sur les changements climatiques, notamment la Convention-cadre des Nations Unies sur les changements climatiques (CCNUCC) en 1992 et le protocole de Kyoto en 1997. Puisque les émissions nettes de GES peuvent être réduites par une diminution des émissions vers l'atmosphère ou par une augmentation de la séquestration (CCNUCC, 2002), le Canada a été mandaté pour définir la contribution des écosystèmes forestiers canadiens au cycle global du carbone. À partir de cette période, les recherches ont mis beaucoup d'emphasis sur les moyens pour quantifier de manière précise le carbone contenu dans les écosystèmes forestiers, plus particulièrement les échanges de CO₂ entre ces milieux et l'atmosphère, ainsi que les effets des perturbations naturelles sur les stocks. Plusieurs études ont donc été amorcées afin de mieux comprendre les processus qui régissent l'accumulation et les pertes de carbone des sols de la forêt boréale et ainsi de déterminer les facteurs qui influencent les budgets globaux (Apps et Kurz, 1991; Dixon *et al.*, 1994; Kurz *et al.*, 1995).

Au niveau des flux de carbone provenant de la décomposition de la matière organique, des études ont démontré que la température des sols dans les peuplements forestiers boréaux augmenterait en réponse à une élévation de la température globale. Ceci provoquerait un accroissement du taux de décomposition de la matière organique et des flux de CO₂ vers l'atmosphère (Bonan et Van Cleve, 1992; Goulden *et al.*, 1998 ; Kirschbaum, 2000). À ce jour, les études sur le carbone des sols portent particulièrement sur l'effet possible de rétroaction positive des émissions de CO₂ en réponse à une augmentation de la température planétaire (Jenkinson *et al.*, 1991; Schimel *et al.*, 1994; Kirschbaum, 1995).

1.2 La forêt boréale à l'échelle du paysage, puits ou source de carbone ?

Les forêts jouent un rôle primordial dans le cycle global du carbone puisqu'elles régulent les plus importants flux de dioxyde de carbone (CO_2) entre l'atmosphère et la biosphère. Ces flux sont fonctions du captage de CO_2 par les processus de photosynthèse de la végétation et des émissions en provenance de la respiration autotrophe (R_a) et de la respiration hétérotrophe de l'écosystème (R_h) (Watson *et al.*, 1990; Smith *et al.*, 1993). Les processus qui contrôlent le stockage et les flux de carbone dans les régions boréales sont la productivité primaire, incluant celle des mousses et des lichens, le taux de décomposition de la matière organique ainsi que la fréquence et la sévérité des feux de forêts. Ces processus sont tous contrôlés par différents paramètres biophysiques inter reliés entre eux, dont le climat, la topographie, les caractéristiques de la végétation aérienne, de la litière (qualité et quantité) et des sols (texture, drainage, propriétés chimiques) (Vierek *et al.*, 1983, Van Cleve *et al.*, 1983, Wein et MacLean, 1984) et diffèrent géographiquement (Smith *et al.*, 1993).

Un écosystème forestier est considéré comme un puits de carbone lorsqu'il séquestre dans sa biomasse et ses sols (organiques et minéraux), des quantités de carbone organique supérieures aux flux de CO_2 émis par la respiration du sol (R_h+R_a) ou les feux de forêt (Apps *et al.*, 2006). À l'échelle canadienne, ces écosystèmes contiendraient 200 Pg de carbone, soit 15% du carbone total stocké dans la biosphère terrestre (Apps *et al.*, 1993; Smith et Shugart, 1993). Tans *et al.* (1990) ont avancé que ces puits accumulaient de 1 à 2 Pg de carbone par année tandis que les sols forestiers émettaient entre 50 et 75 Gt (Raich et Schlesinger, 1992), ce qui il y a près de 20 ans présentait un bilan de carbone largement positif. La forêt boréale était alors considérée comme un puits accumulant environ 0,3 à 0,5 Pg de carbone annuellement (Dixon *et al.*, 1994, Apps *et al.*, 1993).

Des travaux plus récents ont démontré que dans certaines régions de la ceinture boréale, la forêt sous certaines conditions pouvait émettre davantage de CO_2 qu'elle n'en séquestre. D'après Lindroth *et al.* (1998) et Goulden *et al.* (1998) certains peuplements boréaux pouvaient devenir de faibles sources de carbone vers l'atmosphère en raison des perturbations naturelles et de la température. L'étude de Goulden *et al.* (1998) a aussi démontré que durant les années plus chaudes que la moyenne, les pessières noires matures pouvaient se

transformer en source de carbone atmosphérique puisque les échanges nets de l'écosystème étaient négatifs, soit de $-8 \text{ g C m}^{-2} \text{ a}^{-1}$, mitigeant les certitudes quant au rôle de la forêt boréale comme puits de carbone (Litvak *et al.*, 2003). Kurz et Apps (1999) ont aussi présenté la forêt boréale canadienne comme une source potentielle de carbone en citant l'importance des feux de forêt ayant affecté le territoire au cours de la décennie 1980. À partir de modèles qui intègrent l'effet des perturbations naturelles, les travaux plus récents de Chen *et al.* (2000a) ont montré que la forêt boréale canadienne a tout de même été de manière globale un puits de carbone pour la période comprise entre 1980 et 2000.

Les facteurs susceptibles de participer aux variations temporelles de la séquestration du carbone dans les écosystèmes forestiers boréaux canadiens seraient donc la structure des classes d'âge des formations forestières, la fréquence des feux de forêts et les coupes forestières (Kurz et Apps, 1999). Puisque le carbone est fixé par la végétation, une forêt en pleine croissance agirait comme un puits de carbone jusqu'à ce que sa maturité soit atteinte. Le carbone s'accumule alors plus lentement jusqu'au dépérissement de la formation ou de l'avènement d'une perturbation naturelle. À ce stade, la forêt libère du carbone sous forme de CO_2 vers l'atmosphère. Outre la structure d'âge des peuplements, le carbone contenu dans la biomasse et les sols varie aussi en fonction de différents processus, principalement ceux qui contrôlent la production primaire et la décomposition comme la température et l'humidité (Peng *et al.*, 1998). Il devient donc important dans les budgets nationaux de carbone de prendre en compte la dynamique du carbone dans la biomasse vivante et la matière organique des sols ainsi que les processus à l'échelle du peuplement et du paysage comme les perturbations naturelles ou anthropiques (CBM-CFS2, Service canadien des forêts, 2006).

1.3 Le rôle des sols forestiers dans le cycle global du carbone

Le carbone et l'azote organique des sols forestiers ont initialement été étudiés pour leur rôle fertilisant (Pritchett et Fisher, 1987 *In* Johnson et Curtis, 2001). Il y a plus d'un siècle, Müller (1879) définissait les différents types d'humus (mulls et mors) comme étant respectivement riches et pauvres en nutriments et associait ces caractéristiques aux différences de propriétés physico-chimiques des sols. Dès lors, ces différences ont été

considérées comme importantes dans le développement des sols forestiers. Les mécanismes contrôlant l'accumulation et les flux de carbone dans les sols sont aussi connus depuis longtemps. Lundegardh (1927 *In* Raich et Schlesinger, 1992) a démontré que la production de CO₂ des sols était attribuable à la respiration des racines et des organismes décomposeurs alors que Jenny (1941) ajoutait que les apports de carbone au sol se faisaient par les retombées de litière. Le carbone organique contenu dans les sols forestiers a donc été compris depuis longtemps comme un équilibre dynamique entre les apports des débris végétaux et la perte de CO₂ due à leur décomposition. Les sols ont ainsi été considérés comme l'une des principales sources naturelles de CO₂ vers l'atmosphère et l'un des principaux puits de carbone terrestre (Jenny, 1980). Post *et al.* (1982) ont montré que les perturbations naturelles, le climat, dont la température et les précipitations, la texture du sol et la topographie étaient les principales variables contrôlant le carbone contenu dans les sols.

1.3.1 Accumulation et perte de carbone des sols

Les stocks de carbone contenus dans les sols correspondent à la différence entre la quantité de matière organique incorporée au sol et les pertes de CO₂ par la minéralisation du carbone organique et le carbone organique dissous. Depuis plus d'un siècle, les études relatives aux stocks de carbone dans les sols soutiennent que les concentrations de carbone sont influencées par la dynamique de la végétation, principalement la production de biomasse et la qualité de la matière organique (Hilgard, 1906; Jenny, 1941 *in* Jobbagy et Jackson, 2000). En plus d'être influencée par les apports de biomasse au sol, l'accumulation du carbone serait liée au climat, au type de sol, aux conditions d'humidité ainsi qu'à la qualité du substrat organique (Côté *et al.*, 2000; Paul *et al.*, 2002; Lal, 2005). L'accumulation du carbone dans les sols est donc fonction du taux de décomposition des apports organiques ainsi que de la minéralisation de la matière organique, deux processus essentiels à son bilan global (Lambers *et al.*, 1998). Une décomposition rapide implique une perte en carbone tandis que l'inverse permet une accumulation nette (Wardle *et al.*, 1997). Dans les sols ayant atteint un état d'équilibre, les apports annuels de débris sont à peu de chose près, équivalents aux pertes par la respiration hétérotrophe (Raich et Nadelhoffer, 1989). Les sols forestiers sont des milieux aérobiques dans lesquels les apports de carbone sont considérés labiles, ce

qui signifie que la majorité de la litière se décompose rapidement et que le carbone est retourné à l'atmosphère sous forme de CO₂. Cependant, une certaine fraction de ce carbone demeure récalcitrant et s'accumule dans la partie humique qui, si incorporée au complexe organo-minéral du sol, peut être séquestrée pendant d'importantes périodes (Raich et Schlesinger, 1992; Siltanen *et al.*, 1997).

Les flux de CO₂ en provenance des sols sont issus d'une combinaison de la respiration autotrophe des racines et de la respiration hétérotrophe provenant de l'activité des organismes décomposeurs et de la faune du sol (Edwards *et al.*, 1970). Les premières études portant sur la respiration des sols ont conclu que la principale source de CO₂ provenait de la respiration hétérotrophe (Turpin, 1920). Ce n'est que plusieurs décennies plus tard que les travaux ont reconnu l'influence de la respiration des racines sur les pertes de CO₂ des sols (Wiant, 1967). Suite à ces travaux, plusieurs études ont démontré que la respiration des sols constituait l'un des principaux flux du cycle global du carbone (Post et Mann, 1990; Raich et Schlesinger, 1992) et que le processus variait considérablement d'un écosystème à un autre avec les taux les plus bas dans les régions froides, principalement dans la toundra et les tourbières nordiques.

Les budgets de carbone réalisés à l'échelle globale et régionale depuis plusieurs décennies ont permis de confirmer que les sols forestiers sont d'importants réservoirs de carbone qui séquestrent le CO₂ atmosphérique (Schlesinger 1977; Post *et al.*, 1982; Apps *et al.*, 1993; Eswaran *et al.*, 1993). Cependant l'importance de ces puits varie géographiquement et temporellement (Goodale, 2002), principalement en raison des perturbations qui peuvent interrompre la croissance de la végétation et les apports de biomasse au sol (Kurz, 2000).

1.3.2 Mesure des stocks de carbone des sols

Depuis déjà quelques décennies, plusieurs bilans de carbone des sols forestiers ont été réalisés à l'échelle du Globe. Ces bilans ont principalement été basés sur des extrapolations spatiales des quantités de carbone en relation avec les différents types de sols et de végétation cartographiés (Schlesinger *et al.*, 1977; Post *et al.*, 1982) présentant des résultats intéressants

quoique peu précis. D'autres estimés des quantités de carbone des sols à l'échelle globale ont ultérieurement été extrapolés à l'aide de données empiriques, précisant ainsi les valeurs des stocks préalablement publiées (Eswaran *et al.*, 1993; Fan *et al.*, 1998).

Un des premiers budgets de carbone à l'échelle mondiale a été réalisé par Post *et al.* (1982) qui ont utilisé la classification américaine des sols jumelée à une base de données pédologiques (environ 16 000 profils de sol) estimant alors à 1550 Pg le total du carbone organique contenu dans les sols. Post *et al.* (1990) ainsi que Gorham (1991) ont ensuite spécifié que les écosystèmes forestiers boréaux contenaient près de 15% du carbone total stocké dans les sols en estimant une valeur de 90 à 290 Gt C. Sombroek *et al.* (1993), ont quant à eux estimé les stocks de carbone organique par type de sol, en utilisant environ 400 profils de sols à l'échelle de la planète. Ils ont démontré que les podzols de la zone boréale contenaient une valeur moyenne de 59,1 kg C m⁻² ce qui est inférieur aux valeurs présentées par Post *et al.* (1990)

Liski *et al.* (1997) ont utilisé les variations entre les différents types de peuplements forestiers et la température moyenne pour quantifier le carbone organique contenu dans les sols organiques et minéraux de la Finlande. Au début des années 1990, le Service canadien des forêts a développé le modèle du bilan de carbone du secteur forestier canadien (CBM-CFS1) afin d'évaluer les stocks et la dynamique du carbone dans les écosystèmes forestiers (Apps et Kurz, 1991; Kurz *et al.*, 1992). Ce modèle a permis d'estimer à plus de 700 Pg la quantité de carbone contenue dans les milieux forestiers boréaux (Kurz *et al.*, 1993; Apps *et al.*, 1993). Avec ces différentes sorties, le modèle canadien permet un calcul de plus en plus précis des stocks de carbone en plus de leurs variations passées et projections futures (CBM-CFS3). Initialement, le modèle a été réalisé à partir de l'estimation de la teneur en carbone de 1400 pédon des forêts de chacune des régions éco-climatiques du Canada (Siltanen *et al.*, 1997)

Les teneurs en carbone des sols minéraux des régions forestières et de la toundra du Canada sont compilées dans la base de données *Canadian Soil Organic Carbon Database* (Bhatti et Apps, 2000). Dans plusieurs pays, dont le Canada, les Inventaires Forestiers

Nationaux (IFN) fournissent des valeurs du carbone contenu dans les sols et permettent un suivi régulier des changements temporels et spatiaux des stocks (Birdsey, 2004). Ils permettent également d'alimenter les différents modèles (i.e. CBM-CFS, Century) avec des données empiriques de qualité. Au Canada, l'IFN couvre toutes les écozones à partir de 50 placettes d'échantillonnage à l'exception des milieux arctiques. Ce système permet de valider les valeurs et la distribution des stocks de carbone des sols à l'échelle du pays.

1.4 Variabilité dans les stocks de carbone des sols forestiers

Par leur influence sur les taux d'accumulation et de décomposition de la matière organique, plusieurs facteurs biophysiques participent à la variabilité spatiale des stocks de carbone. En effet, les interactions entre le climat, les perturbations naturelles, la texture et l'humidité des sols, le type de végétation, la disponibilité en nutriments et la topographie sont fortement corrélées avec les concentrations de carbone des sols (Parton *et al.*, 1987; Banfield *et al.*, 2002). Ces facteurs varient à la fois dans l'espace et dans le temps et entraînent des difficultés dans l'évaluation globale et régionale des stocks de carbone.

1.4.1 Variabilité à l'échelle globale

À l'échelle globale, ce sont principalement les facteurs climatiques qui influencent les stocks de carbone dans les sols en raison de leurs effets sur la composition et la productivité végétale, sur la pédogenèse ainsi que sur la décomposition de la matière organique. Les stocks varient donc en fonction de la latitude (Lal, 2005), les milieux boréaux contenant près de 300 Mg C ha⁻¹ pour environ 120 Mg C ha⁻¹ dans les régions tropicales et tempérées (Prentice, 2001). De manière générale, les stocks augmentent avec les précipitations et diminuent avec une hausse de la température moyenne annuelle (Kononova, 1966; Jenny, 1980). Malhi *et al.* (1999) ont reconnu la température comme étant le facteur conditionnant les pertes et les gains de carbone dans les forêts à l'échelle globale alors que dans une étude plus récente, Lal (2005) a inclus les précipitations, la luminosité, le potentiel d'évapotranspiration et le ratio entre les précipitations et le potentiel d'évapotranspiration

dans le bilan. Aux latitudes boréales, la température restreint la saison de croissance ainsi que les taux de décomposition, c'est pourquoi plus de 80% du carbone est stocké dans la matière organique des sols et seulement 16% dans la biomasse (Dixon *et al.*, 1994 In Malhi *et al.*, 1999). Dans les milieux tempérés et tropicaux, les températures plus élevées favorisent une croissance plus accentuée de la végétation et des taux de décomposition plus rapides (Malhi *et al.*, 1999). L'incidence la plus significative de la température sur les stocks de carbone se rapporterait à son influence sur les taux de respiration hétérotrophe. En effet, une augmentation des températures à la surface des sols combinée à un taux d'humidité optimal, peut mener à une hausse des pertes de carbone sous forme de CO₂. Certaines études ont tenté de démontrer qu'à l'échelle globale, les taux de décomposition dans la couche organique ne seraient pas dépendants de la température (Giradina et Ryan, 2000; Liski *et al.*, 1999). Malgré ces divergences, il est toutefois reconnu que la taille des pools de carbone augmente avec la latitude et par conséquent, avec la diminution de la température annuelle moyenne et l'augmentation des précipitations (Post *et al.*, 1982; Jobbagy et Jackson, 2000).

1.4.2 Variabilité à l'échelle du paysage

Les stocks de carbone varient significativement à l'échelle du paysage¹, principalement en fonction de différents paramètres écologiques et des propriétés physico-chimiques des sols. Il y a 30 ans, Schlesinger (1977) reconnaissait que ces variations étaient attribuables à une différence dans les types de peuplements forestiers ainsi qu'à leur structure d'âge. Post *et al.* (1982) ont ensuite démontré lors d'un important inventaire sur les stocks de carbone, que leur variation spatiale était principalement due à la topographie, la texture des dépôts, l'âge des sols et le climat. Le cycle des feux est aussi reconnu pour influencer les stocks de carbone dans les sols de la forêt boréale en raison de son rôle sur les classes d'âges des peuplements (Kasischke *et al.*, 1995).

¹ L'échelle du paysage est considérée comme une région tel que mentionné dans le Modèle du bilan du carbone forestier canadien (CBM-CFS2) <http://carbon.cfs.nrcan.gc.ca/cbm/index.html>

L'âge des peuplements et la distribution de ses classes sont des facteurs importants à considérer dans l'estimation des stocks de carbone à l'échelle du paysage (Peltoniemi *et al.*, 2004). Dans le secteur forestier canadien (Kurz *et al.*, 1993) la structure des classes d'âge et le taux de croissance de la végétation ont été utilisés pour prédire les changements et l'évolution des stocks de carbone organique. Bauhus *et al.* (1998) ont estimé des quantités de carbone organique similaires dans les humus de sols de jeunes peuplements et de peuplements matures, la différence principale se situait dans la qualité du substrat qui se détériore avec l'âge du peuplement et entraîne alors une respiration hétérotrophe plus faible. Falloon *et al.* (1998) et Gaudinski *et al.* (2000) ont mentionné que la production primaire de jeunes forêts était largement supérieure à la décomposition, entraînant une séquestration nette du carbone dans les premiers stades de développement tandis que Harmon *et al.* (2001) ont démontré que la forêt mature continuait à séquestrer du carbone dans les débris ligneux et la matière organique du sol même lorsque son stade d'équilibre était atteint. À partir de leurs résultats, O'Neill *et al.* (2003) ont soutenu que deux décennies étaient nécessaires aux peuplements d'épinettes noires pour qu'ils commencent à séquestrer du carbone. Dans le cadre du projet BOREAS², les résultats ont montré que les émissions de CO₂ dans les peuplements en régénération après feu étaient similaires à celles enregistrées dans les peuplements matures (Amiro *et al.*, 2003) indiquant aucune différenciation de séquestration selon l'âge des peuplements.

Le type de végétation influence également les stocks de carbone dans les sols par la production de litière et la vitesse à laquelle se décomposent les composés organiques des différentes espèces (Gower *et al.*, 1997; Quideau *et al.*, 2001). La quantité de composantes labiles et récalcitrantes retournées au sol diffère selon les espèces végétales, ce qui influence l'accumulation du carbone (Melillo *et al.*, 1989). On estime aussi que les sols sous couvert décidu contiennent plus de carbone organique que ceux sous d'autres types de forêts et que les taux de décomposition dans l'humus y sont aussi plus élevés (Flanagan et Van Cleve, 1983). Gower *et al.* (1997) ont présenté qu'en milieu boréal les contenus en carbone varient significativement entre les peuplements de conifères et de décidus et qu'il est important de

² Le projet BOREAS (Boreal Ecosystems Atmosphere Study) est une importante campagne d'investigation internationale et multi-disciplinaire sur les écosystèmes forestiers boréaux. Ce projet s'est déroulé entre les années 1993 à 1996.

différencier ces deux groupes lors de la modélisation. Ils ont aussi mentionné que sous conditions climatiques similaires, le carbone contenu dans la végétation, l'humus et les sols minéraux diffèrait davantage entre les types de formations végétales qu'entre peuplements similaires sous des conditions différentes. Cependant, les études portant sur la variabilité des stocks de carbone des sols ont surtout été conduites dans des peuplements de conifères et très peu dans les forêts décidues (Liski, 1995; Homann *et al.*, 2001; Palmer *et al.*, 2002; Conant et Paustian, 2003) ce qui pourrait influencer les estimations.

La qualité et la quantité des composés organiques qui retournent au sol diffèrent donc selon le type végétation et engendrent des répercussions sur la biogéochimie des sols et les fonctions de l'écosystème (Binkley et Giardina, 1998). Par exemple, Prescott *et al.* (2000) ont démontré que la décomposition des feuillus serait initialement rapide mais qu'elle se stabiliserait par la suite pour devenir plus lente que celle des espèces conifériennes dites récalcitrantes. La présence de bouleau dans les peuplements pourrait avoir un effet significatif sur les stocks de carbone en raison de sa capacité à améliorer les conditions du sol (Gardiner 1968 *in* Tremblay *et al.*, 2002). Lovett *et al.* (2002) ont démontré que le ratio C/N associé aux variations dans la composition végétale, influencerait les taux de décomposition. Preston *et al.* (2002) ont appuyé ces résultats en démontrant que le pin gris produit une litière avec un faible ratio C/N ce qui peut influencer l'accumulation de carbone dans la biomasse et les sols. D'un autre point de vue, Giardina *et al.* (2002) ont tenté de démontrer le contraire en mentionnant que le ratio C/N du sol n'expliquerait pas la différence entre les taux de minéralisation des différents peuplements puisqu'il ne diffèrait pas de manière significative entre les espèces. L'étude de Vesterdal *et al.* (2008) soutient aussi que l'influence des espèces arborescentes pouvait être confondue avec d'autres propriétés du site comme la texture et l'humidité du sol.

À l'échelle du paysage, les propriétés physiques des sols comme la texture et le drainage participent à la variabilité des stocks de carbone mais les interprétations des processus demeurent partagées. De ce fait, plusieurs études ont suggéré que la séquestration du carbone organique serait positivement corrélée avec la proportion de particules fines des sols (Bosatta et Ågren, 1997; Arrouays *et al.*, 2006; Jobbagy et Jackson, 2000; Homann *et al.*, 1995). Par

exemple, Banfield *et al.* (2002) ont démontré une relation exponentielle entre la texture du sol et les contenus en carbone organique dans un secteur de la forêt boréale de l'Alberta. Anderson et Paul (1984) avaient expliqué qu'une corrélation entre les particules d'argile et le contenu en carbone des sols serait attribuable à la stabilisation de la matière organique par la formation de complexes entre les composantes organiques et minérales, ce qui les rendrait moins accessibles aux organismes décomposeurs. Cependant, d'autres études ont tenté de démontrer que sous des conditions climatiques différentes, la température et les précipitations pouvaient masquer l'effet de la texture des sols (Giardina *et al.*, 2001). Bauhus *et al.* (1998) ont démontré que la différence de décomposition de la matière organique des sols à texture fine et grossière était plus significative dans les peuplements de peupliers que dans les peuplements de conifères. Giardina *et al.* (2001) et Callesen *et al.* (2003) ont aussi démontré une faible relation entre la texture des sols et les stocks de carbone avec aucun effet de protection physique de la matière organique par les particules fines.

Le drainage est aussi un important facteur à considérer puisqu'il influence la capacité de séquestration du carbone avec les stocks les plus importants dans les sites les moins bien drainés (Bhatti et Apps, 2000; Callesen *et al.*, 2003). Dans ces sites, le manque d'oxygène crée des conditions d'anaérobie et une réduction de l'activité des organismes décomposeurs. Rapalee *et al.* (1998) ont même suggéré une estimation à l'échelle du paysage des quantités de carbone organique en fonction des différentes classes de drainage des peuplements. Les stocks de carbone sont aussi influencés par la position du peuplement sur la pente. Plusieurs études effectuées dans les écosystèmes forestiers ont démontré une relation significative entre les propriétés du sol et la position sur la pente (de Bruin et Stein, 1998; King *et al.*, 1999; Bohlen *et al.*, 2001; Venterea *et al.*, 2003) comme le drainage et la texture, deux facteurs influençant la séquestration du carbone (Daniels *et al.*, 1987). Prichard *et al.* (2000) ainsi que Guo *et al.* (2006) ont reconnu que les stocks de carbone diminuaient avec l'altitude et qu'ils étaient fonction de l'inclinaison de la pente, les concentrations les plus élevées se situant en bas de pentes.

Il existe donc une grande variabilité spatiale dans les stocks de carbone des sols et par conséquent, des flux de CO₂ vers l'atmosphère. Différents facteurs biotiques et abiotiques

influencent cette variabilité à l'échelle du paysage comme le drainage, la texture des sols et l'âge des peuplements. De manière plus globale, ce sont les facteurs climatiques qui jouent un rôle sur la production primaire des sites et leur taux de décomposition. Afin de comprendre cette variabilité spatiale et de fournir des données empiriques précises aux modèles, il est essentiel de mieux comprendre les facteurs qui contrôlent les processus de séquestration du carbone.

1.5 Facteurs biotiques et abiotiques qui contrôlent les pertes de carbone des sols

L'accumulation ainsi que la minéralisation du carbone sont dépendantes de plusieurs facteurs. Tandis que les accumulations de litière et incidemment de matière organique au sol sont contrôlées par les fonctions physiologiques et la composition de la végétation (Epron *et al.* 2001), la décomposition de la matière organique et la minéralisation du carbone sont influencées par l'interaction de plusieurs facteurs biotiques et abiotiques dont la qualité de la matière organique (labile ou stable) (Borken *et al.* 2002), la température et les propriétés du sol (texture, humidité, pH, présence de nutriments (Kirschbaum, 1995; Jandl *et al.*, 2007).

1.5.1 La qualité de la matière organique

La composition chimique de la matière organique (MO) des sols influence la dynamique du carbone et des nutriments par la rapidité avec laquelle se dégradent les substances qui la composent (Hobbie, 1992; Prescott et Preston, 1994; Paré et Bergeron, 1996; Ågren et Bosatta, 1996; Berg *et al.*, 2001). La MO provient principalement des apports de la végétation et par conséquent, la qualité varie selon les espèces. La composition végétale est donc la principale responsable de la différenciation des propriétés chimiques de la matière organique contenue dans les sols (Aerts et Chapin, 2000). Une MO de bonne qualité est plus rapidement éliminée par les micro-organismes et à un taux de décomposition plus élevé. La concentration en lignine, le ratio lignine/azote ainsi que le ratio carbone/azote sont considérés comme d'importants indicateurs du taux de décomposition (Mellilo *et al.*, 1982; Schimel *et al.*, 1994) et sont utilisés pour déterminer la qualité de la matière organique.

La MO de bonne qualité aura tendance à se décomposer facilement. Elle est principalement composée de matériel labile comme les acides aminés et les sucres et contient peu de matériel récalcitrant comme la lignine (Gobat *et al.*, 2003), on pense par exemple à la litière des espèces décidues. D'un autre côté, la litière des conifères et des éricacées est dite acidifiante puisqu'elle possède d'importantes concentrations en lignine ainsi que de faibles concentrations en nutriments qui sont essentiels pour l'activité microbienne (Gobat *et al.*, 2003). Les formes récalcitrantes de carbone organique sont donc bénéfiques dans le processus de séquestration puisqu'elles possèdent un long temps de résidence dans les sols. Par exemple, la décomposition de la lignine produit des substances humiques qui vont intensifier la séquestration du carbone dans les sols à travers la formation de complexes avec les acides aminés et les enzymes. Les tannins et les polyphénols peuvent aussi réduire le taux de décomposition puisqu'ils offrent une protection contre les herbivores et autres pathogènes (Gobat *et al.*, 2003).

Ces propriétés chimiques peuvent donc réduire ou faciliter l'activité bactérienne dans les sols et conséquemment la décomposition de la matière organique (Flannigan et Van Cleve, 1983; Gobat *et al.*, 2003). La fraction labile est minéralisée plus rapidement et le carbone organique retourne à l'atmosphère sous forme de CO₂, tandis que le matériel récalcitrant, plus stable, est stocké dans les sols pour de plus ou moins longues périodes (Raich et Tufekcioglu, 2000). La qualité de la matière organique permet donc d'estimer le *turnover* du carbone (Ågren et Bosatta, 1996). Cependant, malgré le fait que les composantes labiles aient tendance à se décomposer plus facilement, la relation directe entre la qualité de la matière organique et les taux de décomposition de cette litière est difficile à établir (Ågren et Bosatta, 1987). La qualité de la litière peut ne pas avoir d'effet sur la qualité du carbone retrouvé dans les sols (Giardina *et al.*, 2001). Les résultats de ces auteurs ont démontré que la litière de mauvaise qualité correspondait à de faibles taux de minéralisation. Plus récemment Hobbie *et al.* (2007) avançaient que les espèces arborescentes pouvaient influencer le comportement de la matière organique dans les sols minéraux par leur influence sur les cations plutôt que par la composition chimique des détritiques et la récalcitrance de leurs composés.

1.5.2 Propriétés du sol

L'accumulation du carbone dans les sols est influencée par leurs propriétés physiques et biochimiques. Ces propriétés peuvent favoriser ou réduire la décomposition de la matière organique par les organismes décomposeurs en jouant ou non un rôle de protection de la matière organique.

Le degré de protection physique du carbone organique des sols peut être attribuable à la texture des sols minéraux, à la capacité au champ ainsi qu'à la porosité (Baldock et Skjemstad, 2000). Cependant, les études portant sur le rôle de protection de la MO par les particules fines ne sont pas unanimes (Matus *et al.*, 2008). Les travaux d'Anderson et Paul (1984), Spain (1990) et Amato et Ladd (1992) ont démontré le rôle déterminant de la texture des sols dans l'accumulation du carbone. Une augmentation du contenu en argile correspondrait à une diminution de la respiration hétérotrophe en raison du potentiel de protection des particules fines. La matière organique est protégée par la floculation des argiles, l'adsorption des particules minérales autour des particules organiques ou par la formation d'agrégats (micro ou macro). Les micro-agrégats sont formés par les molécules organiques qui s'associent aux particules d'argiles et aux cations polyvalents pour former une particule composée (Tisdall, 1996). Les macro-agrégats sont généralement formés par l'agrégation de plusieurs particules organiques pour n'en former qu'une seule de taille plus importante qui permettra de protéger l'intérieur de l'assemblage. Les agrégats favorisent une plus grande stabilité du carbone du fait qu'ils établissent une barrière physique entre les composés organiques et les organismes décomposeurs. C'est pour cette raison qu'ils contiendraient davantage de carbone récalcitrant (Plante et McGill, 2002). Cette capacité de protection est toutefois contestée notamment par Balesdent *et al.* (1998) qui ont démontré que les particules de silts et d'argiles pouvaient autant être associées à des fractions résistantes du carbone qu'à des fractions labiles. Six *et al.* (2000) ont également trouvé plus de carbone et du carbone plus ancien dans les sols à texture fines du fait qu'il est protégé de la minéralisation pendant de nombreuses années. Dans une étude récente, Plante *et al.* (2006) ont mentionné l'existence d'une interaction entre les mécanismes de protection physiques et biochimiques permettant de préserver le carbone organique dans la fraction minérale argileuse et la difficulté de déterminer le carbone biochimiquement récalcitrant (lignine,

tannins) de celui physiquement protégé. Dans leur étude récente, Matus *et al.* (2008) ont mis en évidence la limite du potentiel de protection du carbone séquestré par les particules fines et mentionné qu'en conditions de saturation, les nouveaux apports de matière organique ne pouvaient être protégés par les mécanismes de protection physique des particules d'argiles et de limons. La relation entre le carbone stocké dans les sols et la texture des sols minéraux n'est donc pas encore complètement élucidée.

La porosité du sol a aussi été retenue comme jouant un rôle déterminant dans la stabilité du carbone (Schønning *et al.*, 1999). L'architecture des sols minéraux réfère à un arrangement de particules minérales et de pores. Le carbone organique serait principalement situé dans ces pores sous la forme de molécules adsorbées à la surface des particules minérales. La taille des pores va donc influencer la capacité des organismes décomposeurs à atteindre les particules organiques. Les bactéries ne peuvent pénétrer dans les pores inférieurs à 3 μm et la minéralisation du carbone organique y est donc réduite (Kilbertus, 1980). Les sols argileux à faible porosité possèderaient donc un fort potentiel de protection de la matière organique face à la décomposition. La porosité du sol influence aussi le contenu d'eau volumétrique ainsi que la disponibilité en oxygène. Ces conditions anaérobiques réduisent l'activité des décomposeurs (Schønning *et al.*, 1999; Thomsen *et al.*, 1999).

Les nutriments contenus dans les sols influencent aussi la décomposition de la matière organique puisque ces derniers stimulent l'activité des organismes décomposeurs. Une concentration élevée en nutriments favorise la productivité végétale et les retombées de matière organique au sol. Une comparaison entre différents types de sols minéraux a démontré aussi que la présence de cations multivalents comme Ca, Al et Fe favorisait l'accumulation de carbone organique en agissant comme agent liant entre les particules de carbone dans les sols (Spain, 1990; Oades 1988; Sombroek *et al.*, 1993). Ces cations peuvent avoir un effet indirect sur la stabilité du carbone puisque les particules d'argiles, lorsqu'elles sont en solution saturée avec ces cations multivalents, ont tendance à demeurer en état de floculation, adsorbant le carbone et le protégeant des organismes décomposeurs (Spain *et al.*, 1990). Une protection chimique peut aussi signifier une liaison de la matière organique avec

des colloïdes ou des argiles mais, il s'agit généralement de la fraction stable du carbone uniquement.

Les propriétés physico-chimiques des sols interagissent donc avec la température et l'humidité pour augmenter ou réduire les taux de décomposition de la matière organique (Flannigan et Van Cleve, 1983; Van Cleve *et al.*, 1983; Chapin *et al.*, 1986) et incidemment, l'accumulation de carbone dans les sols.

1.5.3 L'influence du climat

La relation entre la température et le taux de décomposition de la matière organique a été bien documentée depuis 30 ans (Meentemeyer, 1978; Melillo *et al.*, 1982; Trumbore *et al.*, 1996; Liski, 1999). Une augmentation de la température augmente l'activité des organismes du sol et incidemment le taux de décomposition et la minéralisation du carbone. La relation température/taux de minéralisation est une considération environnementale amplement débattue. Les sols des écosystèmes forestiers pourraient devenir une importante source de CO₂ dans le contexte d'un changement climatique en raison d'une augmentation probable du taux de décomposition de la MO (Liski, 1999). Cette augmentation pourrait être plus prononcée dans les régions boréales puisque c'est sous ces latitudes que les modèles prédisent un réchauffement plus important (Prentice, 2001) et que le tiers du carbone mondial est stocké dans les sols forestiers et les tourbières (Post *et al.*, 1982; Gorham, 1991).

Différents modèles relatifs à la décomposition de la matière organique ont été développés dans le passé afin de démontrer les conséquences d'une augmentation des températures sur les stocks de carbone des sols et les hausses de CO₂ dans l'atmosphère (Schimel *et al.*, 1991; Kirschbaum, 1993). L'un des premiers modèles tentant d'associer la décomposition à la température a été élaboré par Jenny *et al.* (1941) In Winkler *et al.* (1996) et était basé sur une équation qui impliquait une quantité de matière organique se décomposant à un taux constant (k). Ce modèle considérait la matière organique comme un composé homogène se décomposant à vitesse constante. Des études ultérieures ont cependant démontré que la MO est composée de différentes substances qui se dégradent à des taux variables (Fang, 2005).

Prescott *et al.* (2000) ont présenté que dans les stades plus avancés de décomposition, le climat aurait moins d'influence sur les taux de décomposition que la qualité de la matière organique.

Grâce à des méthodes d'incubation *in vitro* à des températures fixes et en mesurant la respiration hétérotrophique, des modèles ont tenté d'isoler la relation entre la température et la respiration des sols. Paul *et al.* (2006) rapportent que cette méthode a été utilisée dès la fin du XIX^{ème} siècle pour mesurer le taux de dioxyde de carbone produit par la minéralisation du carbone organique et avait démontré que la température et l'humidité influençaient la minéralisation. Les méthodes d'incubation ont été critiquées en raison de la perturbation des sols occasionnée lors de l'échantillonnage mais malgré tout, elles ont pour avantage de permettre un contrôle sur les variables du milieu comme l'humidité et la température (Rey et Jarvis, 2006). Ces variables sont confondantes dans le milieu naturel et ne permettent aucune comparaison entre les différents sols de différents sites (Rey *et al.*, 2002). Malgré tout, la méthode d'incubation *in vitro* est considérée comme estimant le mieux la dépendance de la minéralisation du carbone aux variations de températures (Kirschbaum, 2000).

À partir des résultats d'incubations, Wiant (1967) avait conclu que la respiration des sols augmentait de manière exponentielle sous des températures variant de 20 à 40°C et qu'au-delà de ces températures, les émissions de CO₂ diminuaient. De Jong *et al.* (1974) ont démontré que les augmentations des taux de respiration étaient plus élevées lors d'une hausse des températures entre 5 et 15°C mais que les valeurs diminuaient sous des températures supérieures à 25°C. Kirschbaum (1995) a confirmé ces résultats en suggérant, suite à des incubations, des Q₁₀ plus élevés à des températures plus faibles. Dans le cas des sols incubés, le taux de décomposition répond donc favorablement à l'augmentation de température. Kirschbaum (2000) a démontré que la méthode d'incubation *in vitro* était celle qui présentait les résultats les moins biaisés quant à la relation entre la température et les taux de minéralisation du carbone en plus de définir les pools de carbone labile du sol sous des conditions de température et d'humidité déterminées (Paré *et al.*, 2006).

En ce qui concerne les mesures de respiration du sol, Liski *et al.* (1999) ont utilisé des données de carbone organique des sols distribués selon un gradient climatique et ont conclu que la décomposition de la matière organique récalcitrante n'était pas influencée par la température. Ainsi, une augmentation de la température moyenne à l'échelle du Globe ne conduirait pas à une augmentation des taux de minéralisation du carbone des sols minéraux si d'autres conditions n'étaient pas remplies (Giardina et Ryan, 2000). La température n'aurait en effet qu'un rôle négligeable sur la minéralisation du carbone récalcitrant selon Paré *et al.* (2006). Giardina et Ryan (2000) et Liski *et al.* (2003) ont démontré que c'est la qualité de la matière organique qui limiterait la respiration du sol malgré une élévation de la température. La fraction dite labile serait donc rapidement minéralisée en raison d'une augmentation de la température tandis que la minéralisation de la fraction stable du carbone ne serait pas affectée (Trumbore *et al.*, 1996; Hobbie *et al.*, 2000). Luo *et al.* (2001) ont présenté que les micro-organismes du sol s'adaptent aux changements de régime thermique et que la sensibilité de la respiration hétérotrophe à la température est ainsi diminuée. Les travaux de Bol *et al.* (2003) et Fang *et al.* (2005) se sont orientés sur la décomposition du matériel labile et récalcitrant à différentes températures mais n'ont démontré aucune différence, concluant que l'effet de la température sur les taux de décomposition était le même pour les deux fractions de carbone.

L'effet de la température sur l'activité microbienne et la minéralisation du carbone et de l'azote des sols est principalement défini par une fonction de Q_{10} . Cette fonction estime que le taux de décomposition de la matière organique des sols a tendance à doubler pour chaque augmentation de température de 10°C (Davidson et Janssens, 2006). Les valeurs de Q_{10} généralement utilisées sont de 1,5 pour la décomposition de la litière et de 2,0 pour la décomposition de la matière organique des sols (Potter, 1997). La respiration des sols est donc majoritairement modélisée par une fonction de Q_{10} basée sur une courbe de réponse de la décomposition face à la température (Kirschbaum, 2000). L'équation qui est la plus utilisée est la suivante : $Q_{10} = (\alpha T^2 - \alpha T^1)^{(10/T^1 - T^2)}$ où αT^2 et αT^1 sont des taux constants de décomposition à deux températures observées (T^1 et T^2). La simplicité de cette équation fait qu'elle est largement utilisée. Cependant, elle peut biaiser les résultats puisqu'elle implique une dépendance constante à travers n'importe quel écart de température et pour tous les types de matière organique, ce qui est rarement observé dans le milieu naturel (Dalias *et al.*, 2001).

La décomposition de la matière organique labile pourrait avoir une dépendance différente à la température (Thornley et Cannell, 2001).

Liski *et al.* (1999) ont démontré une augmentation de la décomposition de la matière organique avec la température en assumant que le carbone contenu dans les différents pools se minéralisait à la même vitesse. Ceci a été contesté par Ågren (2000) qui mentionne que la matière organique réagit différemment à des augmentations de températures. Kirschbaum (2000) a appuyé l'idée de Liski *et al.* (1999) en démontrant que les taux de respiration de tous les pools de carbone répondaient similairement à des changements de températures lors d'expériences d'incubation. Cependant, il mentionne que la relation entre la température et la respiration ne peut être décrite qu'en tenant compte du taux d'humidité des sols. Plus tard, Davidson et Janssens (2006) renforcent l'idée émise par Ågren (2000) et stipulent que plusieurs contraintes environnementales, notamment la protection physique du carbone et la qualité de la matière organique, peuvent venir modifier l'effet de la température sur les taux de minéralisation et que les équations de Q_{10} doivent les considérer. L'effet de la température sur la respiration des sols est donc encore contesté.

À l'échelle du paysage, outre la température et la qualité de la matière organique, la production primaire est aussi un facteur à considérer dans l'estimation de la respiration hétérotrophe des sols. Lors d'une étude effectuée dans 18 forêts européennes, Janssens *et al.* (2001) ont démontré que c'est la production primaire et non la température qui influencerait la respiration. La productivité de la végétation serait donc un facteur déterminant dans la modélisation de la respiration des sols à l'échelle du paysage (Reichstein *et al.*, 2003). Creighton *et al.* (2003) ont aussi démontré de meilleures corrélations entre la biomasse et la respiration qu'avec les facteurs abiotiques du sol. Une augmentation des taux de décomposition doit donc être accompagnée d'une augmentation de la productivité primaire pour que la dynamique du carbone demeure en équilibre (Paré *et al.*, 2006). De manière générale, on affirme que la dynamique du carbone à l'échelle du paysage est influencée positivement par la qualité de la matière organique (Aerts et Chapin, 2000) et les contenus en argile des sols (Plante et McGill, 2002) et négativement par les moyennes annuelles de température. Le taux d'humidité des sols joue aussi un rôle important puisque sous des

conditions anaérobiques, l'activité des organismes se voit restreinte (Schønning *et al.*, 1999; Thomsen *et al.*, 1999).

1.6 Le temps de résidence du carbone et les *pools* cinétiques

Les études relatives à la matière organique dans les sols ont démontré qu'il s'agissait d'une composante très complexe, constituée de fractions labiles et récalcitrantes se dégradant à différentes vitesses (McLauchlan et Hobbie, 2004). Une grande variété de méthodes ont été mises sur pied afin d'identifier parmi ces deux fractions le temps de résidence du carbone. Celui-ci varie de quelques mois pour le carbone labile à quelques années pour les composés ligneux et la matière humique jusqu'à des milliers d'années pour les composés stables (Jenkinson, 1990). Parton *et al.* (1987), Jenkinson (1990) et Smith *et al.* (1997) ont suggéré une relation négative entre la taille des *pools* de carbone et le temps de résidence. Le *pool* de carbone labile est donc considéré comme de plus petite dimension tandis que le carbone passif serait contenu dans un *pool* plus important (Collins *et al.*, 2000). La taille de ces *pools* et incidemment le temps de résidence du carbone qu'ils contiennent sont des composantes cruciales dans le budget global de carbone (Prentice, 2001).

Les différences observées dans les temps de résidence ont mené à l'élaboration de modèles de budget global du carbone incluant différents *pools* avec différents temps de résidence (Van Veen et Paul, 1981; Parton *et al.*, 1987). Généralement, le carbone organique du sol est divisé en trois *pools* cinétiques selon la vitesse de dégradation : le *pool* actif (0,1 à 4,5 ans), le *pool* lent (5 à 50 ans) et le *pool* passif (50 à 5000 ans) (Parton *et al.*, 1987). Cette division pourrait permettre de préciser la dynamique du carbone dans les sols (Deans *et al.*, 1986; Gregorich *et al.*, 1989) puisque, si les effets de la température sur les taux de décomposition se faisaient sentir uniquement sur le *pool* de carbone labile, un réchauffement global aurait un impact moindre étant donné la taille relativement restreinte de ce *pool* (Melillo *et al.*, 2002). Paré *et al.* (2006) suggèrent aussi que la température pourrait avoir un effet sur le *turnover* de chacun des *pools*, mais pas sur la proportion de carbone contenue dans ces derniers. Il est donc complexe d'estimer les changements dans la taille des *pools* et

de déterminer comment et à quelle vitesse le carbone est transféré de l'un à l'autre en milieu naturel.

Aucune méthode de fractionnement chimique, biologique ou physique n'a encore été établie à ce jour pour (Paul *et al.*, 2006). Les études portant sur la matière organique des sols tentent actuellement de palier à cette lacune. Plusieurs méthodes du domaine chimique, physique ou biologique ont été développées afin d'isoler et de quantifier les pools cinétiques de carbone bio réactif et récalcitrant (Xu *et al.*, 1997 In Plante *et al.*, 2006). Ces méthodes ont permis de déterminer le pool labile et récalcitrant en plus d'estimer les autres pools par la différence entre le carbone total et les pools mesurés. L'une des méthodes qui a été développée pour déterminer la fraction de carbone récalcitrant est celle de l'hydrolyse à l'acide (Bremner, 1949). Cette technique permet d'éliminer le matériel labile de la matière organique comme les protéines, les acides nucléiques ainsi que les polysaccharides pour ne conserver que les composés les plus récalcitrants (Martel et Paul, 1974 In Paul *et al.*, 2002). Plusieurs études ayant utilisé cette technique ont démontré que la proportion de carbone résistant à l'acide était d'environ 23 à 65% et que l'âge de ce carbone variait entre 1300 à 1800 ans (Paul *et al.*, 1997; Paul *et al.*, 2002). Cette méthode, couplée à la datation au ^{14}C faite sur le matériel insoluble à l'acide est largement utilisée pour déterminer la taille et le *turnover* du carbone récalcitrant utilisé dans les différents modèles (Paul *et al.*, 2002). Cependant, certaines jeunes composantes de la matière organique, telle la lignine, peuvent résister à l'hydrolyse acide et venir biaiser les résultats en surestimant la proportion de carbone récalcitrant.

Plus récemment, les incubations de sol *in vitro* ont été utilisées comme processus biologique de fractionnement de la matière organique labile et récalcitrante. Cette méthode permet de mesurer le carbone minéralisé sous des conditions de température et d'humidité contrôlées et en l'absence de tout apport de matière organique (Alvarez et Alvarez, 2000; McLauchlan et Hobbie, 2004; Paré *et al.*, 2006). Les températures et les taux d'humidité sous lesquelles les incubations sont réalisées vont influencer la minéralisation du carbone. La méthode suppose que le carbone organique qui est minéralisé initialement correspond à la fraction labile et que la fraction qui demeure est récalcitrante. Plus précisément, le CO_2 émis

durant la première période de l'incubation est fonction de la taille et du taux de décomposition constant du pool labile (Alvarez et Alvarez, 2000). Ce modèle exponentiel a largement été utilisé pour définir les processus de minéralisation du carbone lors d'incubations (Stanford et Smith, 1972; Paré *et al.*, 2006; Rey et Jarvis, 2006) et il permet de déterminer le pool de carbone labile (C_o) qui correspond au carbone initialement minéralisé à un taux constant (k).

McLauchlan et Hobbie (2004) ont effectué ces différentes méthodes de fractionnement et ils ont établi une corrélation entre le fractionnement physique, le carbone hydrolysable et le carbone labile minéralisé lors d'expériences d'incubations. Ils ont estimé que ces techniques utilisées individuellement ne permettent pas de déterminer de manière précise le carbone labile des sols. En raison de la variabilité des mécanismes de stabilisation du carbone organique et des différences dans les méthodes de fractionnement utilisées, il demeure encore difficile de déterminer de manière précise les différents pools de carbone.

1.7 Les feux de forêt : source de carbone

Le feu est la perturbation naturelle qui prédomine dans les milieux forestiers boréaux. De plus en plus de chercheurs s'accordent pour dire que les changements dans les cycles de feu pourraient avoir un impact important sur le cycle global du carbone (Kasischke *et al.*, 1995; Fearnside, 2000 et Harden *et al.*, 2000). Ces changements sont attribuables au réchauffement climatique et correspondent à une extension de la saison des feux de forêt et à une augmentation de leur fréquence en raison de conditions plus arides et chaudes (Wotton et Flannigan, 1993). La forêt boréale est l'un des principaux réservoirs de carbone de la biosphère et d'importantes superficies forestières brûlent chaque année, au Canada, trois millions d'hectares (Stocks *et al.*, 2002). Des modifications dans le régime des feux et la distribution des écosystèmes aux latitudes nordiques pourraient donc participer à l'augmentation des concentrations de gaz à effet de serre dans l'atmosphère (Kasischke *et al.*, 1995). Le rôle des feux de forêt a été considéré comme déterminant dans le cycle du carbone et les scientifiques ont intégré ce paramètre dans la modélisation à l'échelle globale (McGuire *et al.*, 1997; Field *et al.*, 1998; Kurz et Apps, 1999; Chen *et al.*, 2000b). On a

déterminé que les feux de forêts influençaient le cycle du carbone de manière directe à l'échelle du peuplement par la combustion de la biomasse qui est directement transformée en CO₂ ainsi que par l'augmentation des taux de décomposition des débris ligneux.

1.8 Effet de l'inondation sur les peuplements

La production d'hydroélectricité implique la création de réservoirs avec l'ennoiement d'écosystèmes aquatiques et terrestres de plus ou moins grandes superficies. La végétation et les sols forestiers ainsi ennoyés contiennent d'importantes quantités de matière organique qui peut se décomposer plus ou moins rapidement et participer à la libération de GES, principalement le méthane et le dioxyde de carbone (Tremblay *et al.*, 2004). Les émissions de GES débutent dès le début de l'ennoiement et perdurent dans le temps avec la décomposition de la matière organique labile (Thérien, 2003). L'ampleur des émissions sera fonction de l'amplitude du réservoir, de l'épaisseur de la colonne d'eau et des conditions environnementales (Thérien *et al.*, 1982). Jusqu'à récemment, la différenciation de la contribution de différents types de sols et de végétation associée au bilan net de GES produit par la mise en eau d'un réservoir hydroélectrique n'avait encore été réalisée. Thérien (2003) a avancé l'hypothèse que la quantité de matière organique présente dans la colonne d'eau serait susceptible de se décomposer différemment selon les types de végétation et les sols. À partir de mesures *in situ* de sols inondés dans certains réservoirs boréaux, Houel (2003) a démontré que seulement une petite fraction du carbone total contenu dans les sols était libérée dans la colonne d'eau et que 10 ans après la mise en eau, les sols ne présentaient plus aucune perte de carbone. Ces résultats diffèrent cependant de ceux observés dans les régions tropicales. En raison des températures moyennes plus élevées (>25°C) sous ces latitudes et de l'importance de la biomasse ennoyée, des conditions d'anoxie ont été mesurées favorisant la production de CH₄ à l'interface sol-eau (Tremblay *et al.*, 2004). Dans les deux types de réservoir (boréal et tropical), une diminution significative de la contribution en carbone des sols inondés dans la colonne d'eau est mesurée quelques années après la mise en eau. Après cette période l'apport de carbone allochtone en provenance des cours d'eau et des berges est largement supérieur à celui des sols (Tremblay *et al.*, 2004). Chartrand *et al.* (1994) ainsi que Thérien (2003) ont démontré que 10 ans après la mise en eau, le réservoir se comportait comme un lac naturel en

termes d'émissions de GES. Certaines études (Duchemin *et al.*, 1995; Duchemin *et al.*, 1999) ont fait état d'une production relativement importante de GES par les réservoirs hydroélectriques boréaux après cette période. Cependant, ces études ont été réalisées sans qu'aient été mesurées les émissions des milieux naturels avant inondation.

CHAPITRE II

DESCRIPTION DU MILIEU ÉTUDIÉ

2.1 Localisation géographique des sites à l'étude

Les travaux de recherche ont été réalisés dans la région des basses terres de la Baie James à proximité du réservoir hydroélectrique Eastmain-1 dans le bassin versant de la rivière Eastmain qui couvre une superficie d'environ 50 000 km² (fig. 2.1).



Figure 2.1 Localisation de la région d'étude

Les sites étudiés se situent à l'intérieur d'un rayon de 25 km entre les latitudes 51° 56' 40" et 52° 19' 29" au nord et les longitudes 75° 24' 06" et 76° 10' 37" à l'est. La région est située dans la zone de la forêt boréale continue plus précisément à la transition entre le domaine bioclimatique de la pessière à mousses au sud et celui de la pessière à lichens au nord qui se différencient par l'ouverture de leur couvert arborescent.

Les peuplements de résineux sont principalement composés d'épinettes noires (*Picea Mariana* Mill BSP) et de pins gris (*Pinus banksiana* Lamb), tandis que les formations de feuillus sont caractérisées par la peupleraie faux-tremble (*Populus tremuloides* Michaux) et la bétulaie à papier (*Betula papyrifera* Marshall). Les sous-bois sont composés d'une strate arbustive plus ou moins dense selon les secteurs et la strate muscinale est principalement représentée par des mousses hypnacées dont le *Pleurozium schreberi* (hypne de schrébère), les lichens (*Cladina* sp.) et les sphaignes (*Sphagnum* sp.). L'épinette noire est l'espèce dominante, elle occupe les stations mésiques en peuplement monospécifique et elle est accompagnée de pins gris dans les stations xériques. Cette régularité crée une certaine uniformité dans le paysage qui est rompue par la présence d'espèces associées aux stades de successions secondaires. Les feux sont la principale perturbation naturelle, jouant un rôle déterminant dans la dynamique forestière. Une forte proportion de la superficie terrestre correspond à des zones brûlées à différent stade de régénération.

2.2 Géologie et dépôts de surface

La région d'Eastmain est située dans la province géologique du Supérieur. Le socle a été mis en place à l'ère Archéenne (> 2,5 milliards d'années) et est principalement composé de roches métavolcaniques et métasédimentaires avec des granitoïdes datant du Protérozoïque (2,5 Ga à 543 Ma) (Franconi, 1982). Plus précisément, la zone d'étude est située à l'intérieur de la bande volcano-sédimentaire de la rivière Eastmain (Franconi, 1982) qui est incluse dans la ceinture de roches vertes et de roches métasédimentaires du Bouclier canadien (Dyke *et al.*, 1987). Ce n'est que dans le secteur nord-ouest que des roches sédimentaires, principalement des calcaires et des shales, sont trouvées.

Plusieurs types de dépôts d'origine glaciaire et postglaciaire reposent sur le socle rocheux. Ces dépôts ont été mis en place lors de la formation et le retrait de l'Inlandsis laurentidien. Selon le patron de déglaciation généralement accepté, la région aurait été complètement libre de glace il y a 8000 ans cal BP (Dyke *et al.*, 2003). Brosseau (2008) a identifié dans la région 11 types de dépôts de surface associés au retrait de la glace et à l'épisode marin subséquent. Un till de fond épais et compact a été déposé sur la quasi-totalité du secteur d'étude lors du retrait glaciaire. Durant cette même période, les écoulements sous-glaciaires ont mis en place d'importants eskers orientés vers l'O.S.O. et le S.O. et composés de matériaux grossiers (blocs et cailloux) (Brosseau, 2008).

Au fur et à mesure que la glace se retirait, la mer de Tyrrell a partiellement envahi le territoire à l'étude, sa limite ayant été fixée à 274 mètres pour la région (Brosseau, 2008). Selon la cartographie effectuée par Hardy (1982) et Vincent (1989), cette mer postglaciaire aurait inondé les terres jusqu'à l'altitude de l'actuel barrage hydroélectrique EM-1 (283 m). Cet épisode marin qui aurait duré environ 400 ans (Dyke *et al.*, 2003) est responsable de la mise en place de plusieurs types de dépôts qui se distinguent par leur forme et leur composition granulométrique. Les dépôts fins, silteux et argileux, se sont déposés dans un environnement marin profond alors que les dépôts sableux plus grossiers, pré littoraux et littoraux, ont été déposés dans des environnements moins profonds. Par ailleurs, les eaux de fonte ont participé au délavement de la matrice du till de fond, laissant dans plusieurs secteurs, d'importantes couches de dépôts grossiers ainsi que des champs de blocs. Les systèmes dunaires sont attribuables à un remaniement éolien des sables deltaïques et pré littoraux qui s'est effectué lors de l'optimum climatique de l'Holocène moyen (Filion *et al.*, 1991). Par la suite, avec l'exondation des terres et le réchauffement du climat, la végétation s'est progressivement installée et a permis l'accumulation de dépôts organiques dans les secteurs déprimés. Les tourbières se sont développées sur les sédiments fins accumulés dans les dépressions mal drainées. Les humus forestiers se sont formés suite à la colonisation successive de la végétation dans les milieux mieux drainés.

2.3 Climat

Le climat de la région est qualifié de subpolaire froid avec une température moyenne annuelle d'environ 0,5°C (Environnement Canada, 2007). Les hivers sont très rudes avec des moyennes de -25°C pour le mois le plus froid (janvier). La saison hivernale débute en octobre avec les premières chutes de neige et les étés sont cléments avec une température moyenne de 17°C et pouvant même atteindre 30°C durant le mois le plus chaud (juillet). Les précipitations sous forme de pluie sont moins abondantes que les apports annuels de neige. La saison de croissance décroît avec la latitude, mais sa courte durée est compensée par l'ensoleillement journalier durant la saison estivale.

Tableau 2.1
Variables climatiques de la région des basses terres de la Baie James³

Variables climatiques	Max.	Min.
Températures moyennes annuelles (°C)	1,1	-2,4
Températures moyennes 3 mois + chauds (°C)	15,5	12,5
Précipitations moyennes annuelles (mm)	930	727
Nombre de jours de croissance	175	155

2.4 Relief et hydrographie

Le relief de la région est relativement plat et il correspond à une plaine ondulée de collines inclinées vers la Baie de James. Dans la partie nord-est, le réseau de collines, dont l'altitude moyenne est d'environ 250 m (NMM), s'étend d'est en ouest. Le réseau hydrographique est linéaire et bien développé et l'écoulement est contraint par le substratum, sauf dans la partie nord ouest où les sédiments fins ont permis le développement d'un réseau de drainage dendritique (Brosseau, 2008). D'importantes rivières à haut débit s'écoulent parallèlement d'est en ouest pour se jeter dans la Baie de James. Les principales sont l'Eastmain et la Rupert, dont le cours a été détourné pour alimenter le réservoir hydroélectrique de Eastmain-1 et éventuellement celui de Eastmain-1A. Le territoire est aussi

³ Source : Environnement Canada, 2007.

caractérisé par une densité importante de lacs dont le lac Clarkie, le lac Pie Vert et le lac Le Caron.

2.5 Description de la végétation et des sols

2.5.1 La pessière noire

La pessière noire à mousse est le peuplement forestier le plus fréquent dans les zones mésiques du territoire à l'étude (Bouchard *et al.*, 2004). L'épinette noire y est l'espèce dominante et elle peut se trouver à la fois en début de succession comme espèce pionnière ou encore en fin de succession. La strate arbustive est dominée par le rhododendron du Groenland (*Ledum groenlandicum*), le kalmia à feuilles étroites (*Kalmia angustifolia*) et l'airelle à feuilles étroites (*Vaccinium angustifolium*) dans les secteurs les plus ouverts et de l'aulne crispé (*Alnus crispea*), l'amélanchier (*Amelanchier bartramiana*) et la viorne (*Viburnum sp.*) dans les formations plus fermées. Les mousses couvrent généralement le sol et sont composées principalement d'hypnes (*Pleurozium schreberi* et *Hylocomnium splendens*) et de sphaigne (*Sphagnum spp.*). Dans les stations xériques du domaine de la pessière à mousses, les peuplements sont beaucoup plus ouverts et la strate muscinale est dominée par les lichens (*Cladonia sp.*). Il s'agit de peuplements peu productifs où la diversité végétale est faible. La dynamique végétale des pessières noires est régulée par les feux de forêt et dépend de l'intensité, la fréquence et la taille de ces perturbations naturelles. Les feux de forêt dans ce type de peuplements conduisent généralement à une régénération d'épinettes noires ou de pins gris si les sites sont très bien drainés et qu'un réservoir de graines est disponible.

2.5.2 La pinède grise

On trouve ces formations végétales principalement sur les hauts de pentes convexes où le drainage va d'excessif à très bon. Les pinèdes occupent les espaces où la texture du sol est de moyenne à grossière. Cette formation est très ouverte et la strate arborescente basse est caractérisée par des individus de pins gris atteignant généralement de 9 à 12 mètres de

hauteur. Les sous-groupements sont principalement des pinèdes grises à cladonie (*Cladina sp.*), à kalmia à feuilles étroites et à airelles à feuilles étroites. Dans ces peuplements, la flore de la strate arbustive et herbacée est peu diversifiée et la couche muscinale est occupée par le lichen. Les pinèdes grises sont généralement équiennes puisqu'issues des feux de forêt. Ce sont des peuplements de succession secondaire qui devraient évoluer vers la pessière noire ou la pessière noire à pins gris. Cependant, puisque le cycle de feu est relativement court, plusieurs peuplements ne peuvent évoluer vers ce stade puisqu'il y a retour cyclique vers des communautés de pins gris (Bouchard *et al.*, 2004).

2.5.3 La peupleraie faux-tremble

Les peupleraies faux-tremble sont les peuplements de feuillus les plus communs sur le territoire quoiqu'ils couvrent des étendues limitées. Ils sont concentrés sur les versants sud et est des collines dans les bas de pentes modérément drainées. Contrairement aux peuplements de résineux, la strate arbustive est dense et haute, principalement composée d'éricacées, d'aulnes (*Alnus rugosa*), de cerisiers de Pennsylvanie (*Prunus pensylvanica*), d'amélanchiers de Bartram et de viornes comestibles (*Viburnum edule*). La strate herbacée est aussi beaucoup plus dense que dans les autres types de peuplements, avec des espèces comme la clintonie boréale (*Clintonia borealis*), le cornouiller du Canada (*Cornus canadensis*), le maïanthème du Canada (*Maianthemum canadense*) et le lycopode innovant (*Lycopodium annotinum*). La strate muscinale est quasi-inexistante, principalement en raison des importantes accumulations de litière qui recouvrent le sol. En milieu boréal, la peupleraie faux-tremble correspond à un peuplement de transition qui tend à évoluer vers une forêt mélangée si aucun incendie ne vient perturber le cycle. Malgré son lien étroit avec la dynamique des feux de forêt, les peupleraies ne brûlent pas facilement car elles requièrent des conditions climatiques spécifiques sur des sites particulièrement bien drainés (Wright et Bailey, 1982).

2.5.4 La bétulaie

Dans ce type de peuplement, le bouleau blanc domine la strate arborescente. On trouve aussi cette espèce dans des peuplements de feuillus mélangés avec le peuplier faux-tremble. Les conditions dans lesquelles apparaissent les bouleaux blancs sont semblables à celles des peupliers faux-tremble mentionnées précédemment, sauf que la strate herbacée y est appauvrie (Bouchard *et al.*, 2004).

2.5.5 Les sols

Les sols sont surtout de type podzol, développés principalement à partir des dépôts sableux. Les épaisseurs de matière organique formant l'humus varient selon les types de formations végétales. En raison des températures froides et de l'acidité des sols, l'activité des micro-organismes est considérablement réduite et favorise l'accumulation de la matière organique, notamment dans la pessière noire à mousses. Lorsque ces pessières sont matures, l'horizon organique qui repose sur la couche minérale est très bien développé. Les peuplements de peupliers faux-tremble possèdent un horizon OL d'environ 1 à 2 cm qui repose sur un humus bien décomposé, tandis que les humus des pinèdes grises sont minces et fibriques. Les podzols du secteur étudié sont caractérisés par un épais horizon organique (F, H), un pH extrêmement acide et la formation d'un horizon Ae et B avec accumulation de complexes organométalliques.

2.6 Cycle des feux de forêt

Dans la forêt boréale, les perturbations conditionnent la dynamique forestière en assurant la régénération des espèces et la composition des peuplements. Dans le milieu étudié, les feux de forêt représentent la perturbation naturelle ayant engendré le plus d'impacts sur le milieu. Les feux représentent un facteur déterminant pour le maintien et la diversité de l'écosystème forestier et les espèces arborescentes et arbustives sont adaptées à leur fréquence et leur sévérité (Payette, 1993). À l'échelle du bassin-versant, ces événements participent à la formation d'une mosaïque forestière composée de peuplements d'âges et d'espèces variées.

Les feux de forêt se produisent selon des cycles dans le temps et dans l'espace. Selon Bergeron (1991), un cycle correspond «au temps nécessaire pour brûler une superficie équivalente à l'aire d'étude ». Cet auteur a estimé que le cycle de feu dans le nord-est du Canada pourrait avoir tendance à augmenter et ce changement favoriserait la présence d'espèces à longue durée de vie ainsi que celles capable de se régénérer en l'absence de feu, comme l'épinette noire. Pour la partie nord-ouest du Québec, Arseneault et Sirois (2004) ont estimé entre 100 et 115 ans le cycle moyen de feux, une valeur qui permet la coexistence du pin gris et de l'épinette noire et qui favorise le maintien de peuplements semblables à ceux présents avant le feu (Gagnon, 1989). Dans les endroits où le cycle de feu est plus court, les conditions seraient défavorables aux pins gris et c'est le peuplier faux-tremble qui aura tendance à assurer la régénération arborescente (Lecomte et Bergeron, 2005). Le feu joue aussi un rôle déterminant dans le cycle des nutriments de la forêt boréale puisque suite à un incendie, la régénération arborescente émerge en utilisant les nutriments produits par la perturbation et retournés au sol.

CHAPITRE III

MÉTHODOLOGIE

3.1 Choix et description des sites

Le choix des sites et la détermination des différentes formations végétales ont été effectués à l'aide d'un composé coloré de la bande d'images du satellite Spot-4 et d'une campagne de validation sur le terrain. Les images satellites ont été captées en mode panchromatique au cours du mois de juillet 2005. Des corrections géométriques et un traitement de fusion spectrale ont été réalisés sur les images (Grenier *et al.*, 2008). Grâce à différents traitements des bandes spectrales, le composé coloré a permis de différencier les grands ensembles de végétation présents sur le territoire à l'étude (fig. 3.1). Cinq formations végétales ont été identifiées comme étant représentatives de la région étudiée. Il s'agit de forêts résineuses à canopée fermée (CF), de forêts résineuses à canopée ouverte (CO), de forêts de feuillus (FEUIL), de forêts en régénération après feux récents (2005) (FR) et de forêts en régénération après feux anciens (1989-1991) (FA). Neuf peuplements ont été échantillonnés dans chacune des formations végétales pour un total de 45 sites étudiés dans les stations relativement mésiques.

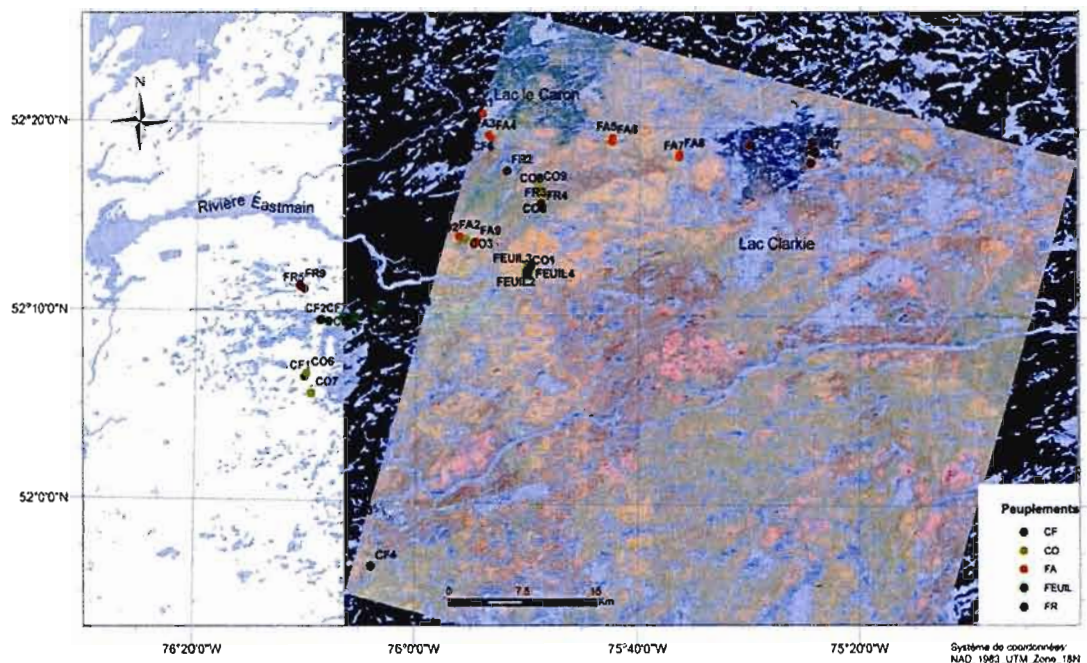


Figure 3.1 Composé coloré de la bande d'images du satellite Spot-4 et localisation des 45 sites étudiés dans un secteur du bassin versant de la rivière Eastmain.

3.2 Description des formations végétales

3.2.1 Forêt résineuse à canopée fermée (CF)

Dans cette formation végétale composée de conifères, la fermeture du couvert arborescent est supérieure à 60% (IFN, 2003). Trois grands types de peuplements dominent cette classe. La pessière dense à épinettes noires, la pessière dense à lichens et la pinède dense à lichens. Bien qu'elle soit généralement associée à des forêts ouvertes, la pinède grise présente parfois une densité supérieure à 70% dans le secteur étudié.

3.2.2 Forêt résineuse à canopée ouverte (CO)

La fermeture du couvert dans les forêts résineuses à canopée ouverte varie entre 10 et 40% (IFN, 2003). Ce sont généralement des forêts d'épinettes noires ou de pins gris avec au sol une couverture de lichens ou de mousses, selon les conditions de drainage du site. Les pessières et les pinèdes ouvertes représentent généralement des peuplements jeunes.

3.2.3 Forêt de feuillus (FEUIL)

Les peuplements de feuillus groupent les peupleraies faux-tremble et bétulaies denses ainsi que les forêts en régénération de feuillus arbustifs, principalement le peuplier faux-tremble, l'amélanchier et l'aulne.

3.2.4 Les forêts en régénération après feu (FR et FA)

Les peuplements brûlés en 2005 sont aujourd'hui composés de quelques plantules d'arbustes et herbacées et la reprise du couvert végétal est modeste. Dans les zones de feux plus sévères, l'horizon organique a été complètement brûlé, ne laissant que quelques centimètres d'humus au dessus de la surface minérale. Il s'agit des formations en régénération après feu récent (FR). Les peuplements en régénération après un ou des feux anciens caractérisent les forêts qui ont été brûlées en 1989 et 1991 où la végétation est composée de pins gris ou d'épinettes noires avec une strate arbustive relativement dense dominée par les éricacées, les saules (*Salix sp.*) et les aulnes.

3.3 Échantillonnage de la végétation

Un relevé de végétation a été effectué à chacun des 45 sites échantillonnés à partir d'un quadrat de 10 m × 10 m respectant la représentativité du site. Le drainage et la pente ont aussi été inventoriés d'après les méthodes de l'inventaire forestier national (IFN, 2003).

3.3.1 Relevé de végétation

Des relevés de végétation ont été effectués suivant la méthode de Braun-Blanquet (1932). Ces relevés ont permis de décrire la composition des espèces végétales et les associations écologiques dans chacune des formations végétales. Un quadrat de 100 m² a été utilisée pour caractériser la végétation des strates arbustives et arborescentes ainsi que les caractéristiques générales du site. Les strates de végétation arbustives inférieures à 1 m ainsi que les strates herbacées et muscinales ont été répertoriées à l'aide de 4 micro-placettes de 1 m² disposées aux quatre coins de chaque quadrat. Les espèces qui n'ont pu être identifiées sur le terrain ont été récoltées et identifiées en laboratoire à l'aide de la Flore Laurentienne (Frère Marie-Victorin, 3^e éd., 1995) et de clés d'identification des mousses et bryophytes (Ireland, 1982).

3.3.2 Mesure des apports de litière

Les apports de litière aérienne sont l'une des principales sources de carbone organique dans les sols et les quantités annuelles de litière ont été considérées dans cette étude. Douze trappes à litière en plastique (0,5 m²) ont été installées dans un peuplement de chacune des formations végétales lors de la première campagne de terrain en juillet 2006. Les sites choisis sont considérés comme représentatifs de tous les sites de chacune des formations végétales. Les trappes ont été installées au sol dans toutes les formations ainsi qu'aux arbres dans celles les plus denses. La litière a été récoltée en octobre 2006 et les trappes ont été modifiées pour résister au gel hivernal. Les apports annuels totaux de matière organique par la litière sur une période annuelle ont pu être estimés lors de la récolte finale en juillet 2007. Les apports proviennent de la végétation arborescente et arbustive mais excluent les apports de la végétation qui recouvre le sol (mousses et sphaignes). Ces données ont permis d'estimer les apports de litière en gramme par mètre carré par année (g m⁻² a⁻¹).

3.4 Âge des peuplements

3.4.1 Analyse par dendrochronologie

L'âge des peuplements de 30 des 45 sites étudiés a été déterminé à partir de l'analyse dendrochronologique de carottes d'arbres. Le nombre maximal d'anneaux de croissance a été comptabilisé et la valeur obtenue a été désignée comme l'âge minimal de l'arbre. Sept individus dont le diamètre était représentatif de la parcelle étudiée ont été carottés à chacun des 30 sites. Les âges retenus correspondent aux moyennes des sept individus carottés et sont présentés au tableau 4.8 avec les écarts types. L'écart type exprimé représente la dispersion d'âge des individus composant chacun des peuplements. Le choix des arbres à carotter s'est fait selon les catégories suivantes qui sont tirées de l'Inventaire Forestier National (IFN, 2003).

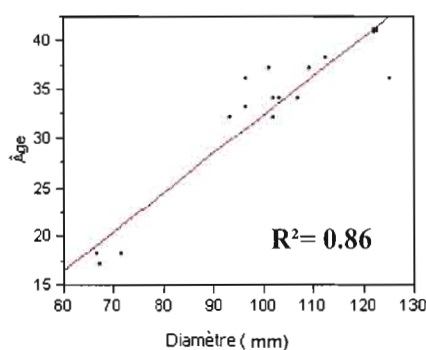
- **Essence dominante :** Arbres de l'essence dominante du peuplement ayant le plus grand diamètre à hauteur de poitrine (DHP) de la placette d'inventaire écologique. Les arbres sélectionnés sont vivants et n'appartiennent pas à un ancien peuplement.
- **Essence secondaire :** Si le peuplement est mixte, trois arbres appartenant à l'essence secondaire ont été carottés. L'essence secondaire doit avoir un recouvrement supérieur à 20% de la placette d'inventaire écologique et les individus ne doivent pas appartenir à un ancien peuplement.

Les échantillons ont été récoltés à hauteur de poitrine à l'aide d'une sonde de type Pressler. Les arbres marqués de bris ainsi que ceux situés en pente ont été évités. Chaque carotte a atteint le cœur de l'arbre. Les échantillons ont été conservés dans un contenant hermétique et réfrigérés jusqu'à leur analyse. Les carottes ont été séchées à la température de la pièce durant 48 heures et sablées à l'aide d'une ponceuse à bande-disque afin de faciliter le comptage des anneaux. À l'aide d'une loupe binoculaire, les anneaux de croissance des arbres ont été dénombrés.

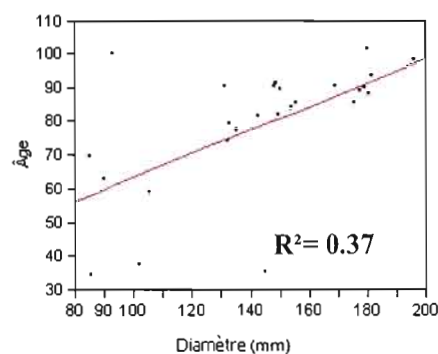
3.4.2 Régression âge-diamètre à hauteur de poitrine

Puisque tous les sites n'ont pu être échantillonnés pour fin d'analyse dendrochronologique, des régressions entre l'âge et le diamètre à hauteur de poitrine ont été effectuées pour les différentes essences inventoriées. Pour les régressions où le coefficient était significatif et supérieur à 0,70, la formule résultante a permis de déterminer l'âge des sites manquants à partir de leur DHP. Les relations entre l'âge et le DHP des pins gris et peupliers faux tremble étaient relativement élevées et significatives tandis qu'avec l'épinette noire la relation n'était pas significative ($p < 0.005$).

a)



c)



b)

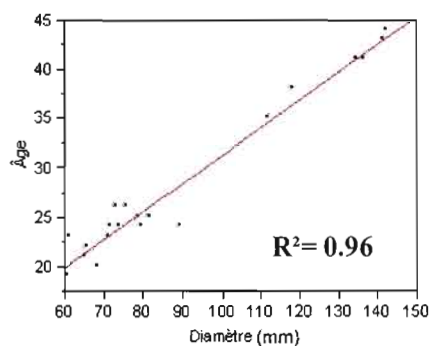


Figure 3.2 Relation entre le DHP et l'âge a) pin gris b) peuplier faux tremble
c) épinette noire

Pour cette raison, des cartes de feux de forêts ont été utilisées pour déterminer l'âge maximal des peuplements d'épinettes noires (SOPFEU)⁴. Les résultats quoiqu'approximatifs ont fourni des informations supplémentaires et permis de valider plusieurs âges obtenus par dendrochronologie et à l'aide des régressions linéaires.

3.5 Méthode d'échantillonnage du sol

Deux types d'échantillonnage de sols ont été effectués au cours des deux campagnes de terrain qui se sont déroulées en juillet 2006 et 2007, l'échantillonnage par horizon et par profondeur spécifique. Chaque site a été échantillonné à mi-pente et à l'extérieur du quadrat. Le drainage a été déterminé par l'analyse des mouchetures du sol et noté selon sept grandes classes de drainage allant de mauvais (6) à excessif (0) (Lafond *et al.*, 1992).

Lors de la première année, un profil de sol a été creusé afin d'effectuer une description détaillée des horizons associée aux relevés de végétation. L'épaisseur de chacun des horizons (H, Ae, B), la texture ainsi que la couleur ont été décrits. Les différents horizons ont ensuite été récoltés à l'aide de contenants de 10 cm de hauteur et 6 cm de diamètre. Chacun des échantillons a été scellé avec une pellicule parafilm afin de conserver l'humidité. La méthode d'échantillonnage par profondeur spécifique a été réalisée dans 25 des 45 sites. À chaque site quatre échantillons d'humus (horizon FH) et un échantillon minéral (0-20 cm) ont été récoltés. L'échantillon organique a été recueilli après que la végétation de surface et la litière (horizon L) aient été retirées. Le sol a été recueilli à l'aide d'un emporte pièce de 10 cm × 10 cm et d'un couteau. Les grosses racines ont été préalablement retirées et les quatre sous-échantillons ont été mélangés afin d'obtenir un échantillon homogène et représentatif du site. La portion minérale a été échantillonnée à l'aide d'un tube en métal de 5 cm de diamètre et de 20 cm de longueur. Le tube a été enfoncé à l'aide d'une masse. Si des roches ou grosses racines empêchaient l'échantillonnage, le cylindre était vidé et l'échantillonnage recommencé à proximité. Dans le cas où le cylindre ne pouvait pas être complètement enfoncé, la profondeur maximale obtenue après les différentes tentatives d'échantillonnage fut notée.

⁴ Société de protection des forêts contre le feu

3.5.1 Traitement préliminaire des échantillons

Suite à leur extraction, les échantillons de sols ont été conservés à 4°C avant d'être analysés. Les échantillons ont été pesés humides puis séchés à 70°C dans des sacs de papier jusqu'à l'obtention d'un poids constant. Ils ont ensuite été repesés secs afin d'obtenir leur densité sèche et leur quantité d'eau. La fraction minérale a ensuite été tamisée à 2 mm afin d'uniformiser le matériel. La fraction supérieure à 2 mm a été pesée mais n'a pas été conservée. Une partie de l'échantillon a ensuite été réduite en fine poudre homogène à l'aide d'un mortier et pilon en agate pour des fins d'analyses chimiques ultérieures. Le reste de l'échantillon a été conservé tel quel pour d'autres analyses (granulométrie, incubation). Une fois séchée, la partie organique du sol a été broyée finement à l'aide d'un moulin à café, ce matériel a ensuite été utilisé pour les analyses chimiques. Les échantillons de la deuxième campagne ont été conservés au frais puis tamisés à 6 mm et 4 mm afin de retirer les racines résiduelles et les roches des fractions organiques et minérales. La moitié des sols a été séchée à 70° C pendant 72 heures tandis que l'autre a été conservée fraîche pour les incubations.

3.6 Analyse des propriétés chimiques des sols

3.6.1 Mesure de pH

Les mesures de pH des horizons organiques et minéraux ont été réalisées dans une solution de sol et H₂O ainsi que de sol et CaCl₂ à 0,01M suite aux traitements préliminaires. Les mesures faites au CaCl₂ donnent une excellente approximation du pH du sol dans les conditions naturelles en plus d'éliminer l'effet de suspension et celui de la position de l'électrode (Carter, 1993). Les mesures ont été effectuées avec un pH mètre pHM82 (Radiometer Copenhagen).

3.6.2 Extraction Fe-Al

Le pourcentage de Fe et Al formant les complexes organo-métalliques permet une classification précise des sols en identifiant les différents horizons B des podzols. Plusieurs méthodes d'extraction du Fe et Al existent mais celle utilisée fut celle au pyrophosphate de

sodium (Carter, 1993). Les résultats ont été obtenus grâce à un spectromètre à absorption atomique (Perkins Elmer% 100 PC, Boston, MA) et exprimés en pourcentage relatif à la concentration.

3.6.3 Capacité d'échange cationique (CEC)

La capacité d'échange cationique (CEC) correspond à la quantité maximale de cations (NH_4^+ , Na^+ , H^+ , Ca^{++} , K^+ , Mg^{++}) que le sol peut retenir. La CEC et les cations échangeables (Ca, Mg, K et Al) ont été obtenus par absorption atomique sur une extraction faite par une solution de chlorure de barium. Le barium est un excellent flocculant et est capable de déplacer les cations trivalent (Carter, 1993). (Perkins Elmer 100 PC, Boston, MA). Les unités ont été rapportées en cmol kg^{-1} .

3.6.4 Pourcentage de C et N total

Le pourcentage de carbone et d'azote a été déterminé par combustion sèche à 1300°C grâce à l'appareil d'analyses Leco CNS 2000. Ces pourcentages ainsi que la densité apparente ont ensuite permis de déterminer les stocks de carbone en kilogrammes par unité de surface grâce à la formule suivante :

$$\% \text{ carbone organique} \times \text{densité apparente (g cm}^{-3}\text{)} \times \text{épaisseur de la couche (cm)} \times 1000 = \text{kg C}_{\text{org}} \text{ m}^{-2}$$

Les résultats obtenus pour les couches organique et minérale sont ensuite additionnés afin d'obtenir les résultats totaux en kg C m^{-2} pour chacun des sites échantillonnés.

3.6.5 Contenu en matière organique

Le contenu en matière organique des sols a été déterminé par des analyses de perte au feu (PAF). La méthode utilisée est adaptée des travaux de Konen *et al.* (2002) et permet d'obtenir

des résultats en pourcentage de matière organique mais non en unité volumétrique. Les échantillons humides ont été pesés et séchés à l'étuve à 105°C pendant 16 heures puis repesés après séchage. Les échantillons ont ensuite été brûlés à 550°C pendant cinq heures et pesés à nouveau. La perte de poids correspond à la quantité de matière organique contenue dans les sols. Les résultats sont exprimés en pourcentage déterminant le poids de MO par rapport au poids total de l'échantillon.

3.6.5 Hydrolyse à l'acide et cellulose

La matière organique du sol est composée de différentes fractions qui ne répondent pas de la même manière aux processus de décomposition (Haynes, 2005). Les premiers stades de la décomposition correspondent au carbone organique dit soluble, c'est-à-dire celui qui est détaché de la cellulose. Le contenu en cellulose (%) a été calculé pour les 45 échantillons organiques à partir de la méthode de Macfarlane *et al.* (1999). L'hydrolyse à l'acide a aussi été utilisée pour déterminer le fractionnement de la matière organique dans les échantillons organiques. Cette méthode basée sur les travaux de Paul *et al.* (1997) permet de distinguer le contenu en matière organique insoluble à l'acide dans chacun des échantillons. Il s'agit de la méthode d'hydrolyse sous reflux au HCl 6M.

3.7 Analyse des propriétés physiques des sols

3.7.1 La texture des sols

Les classes et codes de texture sont déterminés à l'aide du triangle de texture des sols (fig. 3.3). La texture est déterminée d'après les pourcentages estimés d'argile (diamètre < 0,002 mm) et de sable (0,05 mm à 2,0 mm) contenus dans le sol. Les catégories de sables sont déterminées par la méthode traditionnelle de tamisage sec à l'aide de tamis dont les mailles vont de 2 mm à 63 µm.

La fraction inférieure à 63 µm a été déterminée par tamisage humide (Hoey, 2004) couplée à une analyse de diffraction au laser faite à l'aide d'un sédigraphe (Analysette 22 de

Fritch) afin d'obtenir les proportions de sable et d'argile contenues dans le sédiment. Cette analyse granulométrique a été modifiée de Sheldrick (1984). La principale modification apportée à cette méthode a été faite à l'étape de l'élimination de la matière organique. Puisque les sols étaient très riches en composés organiques, les résidus organiques sont détruits par perte au feu (Heiri *et al.*, 1999) plutôt que par oxydation au peroxyde comme suggéré par Sheldrick (1984). Les textures de sols ont ensuite été déterminées selon le Système canadien de classification des sols (Agriculture et Agroalimentaire Canada, 2002).

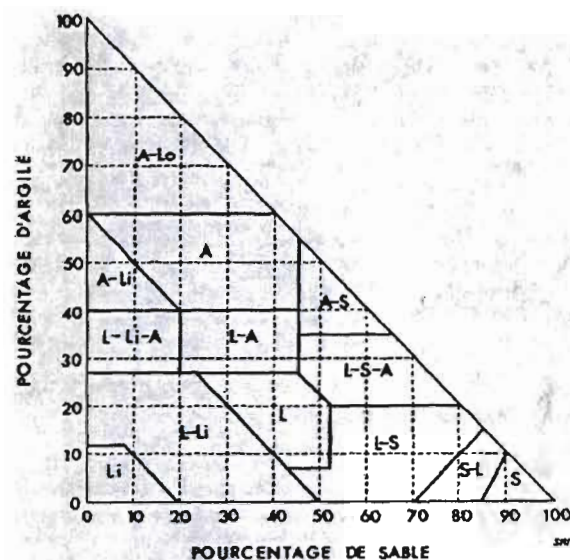


Figure 3.3 Code de texture du sol. Pourcentages d'argile et de sable dans les principales classes du sol (Agriculture et agroalimentaire Canada, 2002).

3.7.2 Densité apparente du sol

La densité apparente du sol est un calcul de la masse du sol par rapport à son volume frais. La densité a été calculée sur les échantillons de sol non perturbés prélevés à l'aide du cylindre de métal (*voir* sect. 3.5). Les sols ont ensuite été pesés et séchés à 70°C. La densité a été calculée (Don *et al.*, 2007) et les résultats sont exprimés en g cm⁻³ pour les couches organiques et minérales (tabl. 4.1).

3.7.3 Données de température du sol

La température du sol a été utilisée afin de modéliser la respiration hétérotrophe des sols des cinq formations végétales. La température des sols (10 cm) a été mesurée à chaque heure dans les formations CF et FA durant la période du 6 juin au 4 octobre à l'aide de deux *dataloggers* (Thermocron® et iButtons® ds191Z-F5). Dans les trois autres formations végétales, les valeurs de température du sol ont été mesurées mensuellement de juin à octobre à l'aide d'un thermomètre de sol (Ullah, 2009). Une régression linéaire entre les données des *dataloggers* et les données mensuelles des formations CF et FA (fig. 3.3) a permis de dériver des valeurs de température pour les formations FEUIL, CO et FR. Grâce à ces valeurs (tabl 3.1), les températures journalières pour les sites FEUIL, CO et FR ont été interpolées à l'aide de la méthode krigage universel et de régression linéaire. Le choix de cette méthode géostatistique est basé sur le fait qu'elle tient compte du comportement spatial des différentes variables et permet de prévoir la valeur d'une variable en un site où elle n'a pas été mesurée à partir des valeurs observées (Arnaud et Emery, 2000). Les données de température sont déterminées à partir du degré de similarité entre les valeurs connues et à partir de la covariance entre les données des *dataloggers* et celle du thermomètre. La variable auxiliaire qui a été intégrée au modèle comme structure de dépendance spatiale est le type de formation végétale. Les données diurnes interpolées pour les formations FEUIL, CO et FR sont présentées à la figure 5.5 (voir p. 112) avec les données des *dataloggers*. Les comparaisons statistiques ont été obtenues en comparant les valeurs mesurées avec les valeurs prédites à l'aide de régression linéaire (average std error < 0.01) effectuée avec le logiciel statistique JMP version 7.0.1 (SAS Institute Inc., Cary, NC).

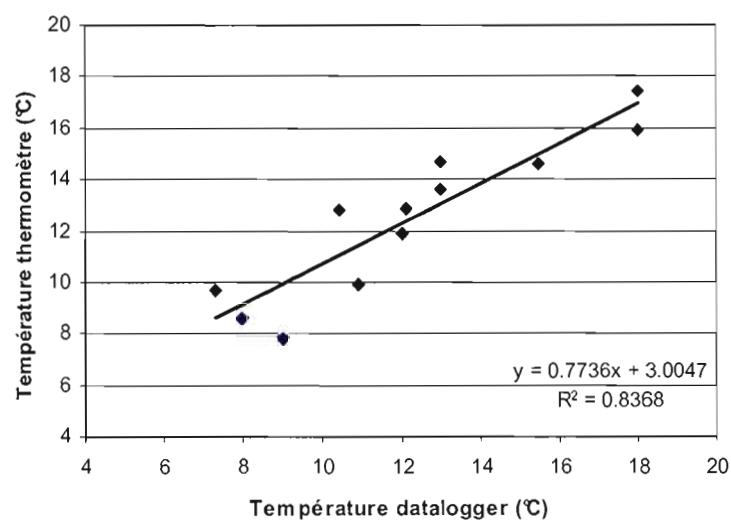


Figure 3.4 Relation entre les températures enregistrées mensuellement par le thermomètre de sol et les températures diurnes enregistrées par les *dataloggers* pour les formations CF et FA

Tableau 3.1

Comparaison entre les données de température du sol enregistrées par le thermomètre de sol et les *dataloggers*

	CF		CO*		FEUIL*		FA		FR*	
	T°C (t)	T°C (d)	T°C (t)	T°C	T°C (t)	T°C	T°C (t)	T°C (d)	T°C (t)	T°C
Juin	13	13.6	16	15.3	8.8	9.8	13	14.7	10	10.7
Juillet	7.3	10.7	12.4	12.5	10.3	10.9	12.1	12.9	11.4	11.8
Juillet (2)	18	15.9	18	16.9	17	16.1	18	17.4	12.5	12.6
Août	12	11.9	16	15.3	15	14.6	15.5	14.6	17	16.1
Septembre	9	7.5	10	10.7	9.6	10.4	10.9	9.93	8.4	9.5
Octobre	8	8.6	9.8	10.5	10.4	11.0	10.4	12.8	9.5	10.3

T°C (t) : température enregistrée avec thermomètre de sol

T°C (d) : température enregistrée avec les *dataloggers*

* données obtenues par régression linéaire (fig. 3.3)

3.8 Incubation des sols

Afin de déterminer le taux de minéralisation des sols étudiés et la qualité du carbone organique, des échantillons de sol de 25 sites sur 45 ont été incubés dans des chambres de croissance à trois températures différentes : 2, 14 et 29°C dans l'obscurité totale. Un échantillon organique et minéral correspondant à chacune des cinq formations végétales (no. 1) a été incubé aux trois températures (30 échantillons) tandis que les horizons des 20 autres sites ont été incubés uniquement à 29°C (50 échantillons) pour un total de 80 échantillons incubés. Les échantillons ont été incubés à 29°C afin d'obtenir une minéralisation optimale pendant le temps alloué.

3.8.1 Préparation des microcosmes

Les échantillons ont été incubés dans des microcosmes. Il s'agit de gobelets en plastique percés à la base et contenant de la laine de verre dans lesquels sont ajoutés les sols humides. Les quantités de matériel incubées sont de 50 g et 8 g, en équivalent sec pour les fractions minérale et organique respectivement. Les sols ont ensuite été humidifiés jusqu'à leur capacité au champ, c'est-à-dire au taux d'humidité du sol initialement saturé suivi d'un écoulement continu pendant 24 heures. Le taux d'humidité fut maintenu dans les microcosmes durant la totalité de l'expérience par un pesage des contenants et un ajout d'eau miliQ jusqu'à obtention du poids initial. Cette opération a été effectuée à différentes périodes au cours de l'incubation. Les microcosmes ont ensuite été placés dans des pots de verre de type Masson et incubés dans les chambres de croissance aux températures prévues (2, 14 et 29°C). Des lessivages au KCl ont aussi été effectués chaque trois semaines afin de retirer l'échantillon tous les résidus provenant de la décomposition.

3.8.2 Mesure de respiration

La respiration microbienne a été mesurée chaque semaine pendant le premier mois de l'incubation et bimensuellement pour la durée totale de l'expérience, soit 164 jours. Les 9 périodes de prises de mesure représentent les jours 4, 11, 17, 26, 53, 81, 116, 144 et 164 de

l'incubation. Les mesures de CO₂ ont été effectuées au début et la fin de chaque période de 24 heures à l'aide d'un LI-COR® LI-6200 gaz analyzer (Coté *et al.*, 2000). Un volume de 10 ml de gaz a été extrait de chaque microcosme à l'aide d'une seringue et a été inséré dans l'appareil afin d'obtenir une lecture des concentrations. Les concentrations de CO₂ (ppm) ont été calibrées grâce à une équation de régression linéaire entre la lecture de CO₂ obtenue avec le LI-COR et la concentration d'un gaz étalon (1247 ppm, $\pm 2\%$). Les calibrations avec le gaz étalon ont été effectuées au début et à la fin de chacune des séries (Paré *et al.*, 2006). Par la suite, les concentrations de CO₂ ont été converties en unité de masse de CO₂ par masse de sol sec en appliquant la loi des gaz de Klimanek (1994). Le taux de minéralisation journalier de chacun des échantillons a été déterminé par la différence entre les mesures initiales et finales des concentrations de CO₂ et les résultats obtenus sont exprimés en $\mu\text{g C-CO}_2 \text{ g}^{-1} \text{ C}_{\text{org}} \text{ h}^{-1}$.

À la fin de l'expérience, les sols ont été pesés, séchés et analysés pour déterminer leur contenu final en carbone. Il a ainsi été possible de connaître la perte de masse et la perte en carbone organique des sols aux différentes températures pour une période d'incubation de 164 jours.

3.9 Analyses statistiques

Les analyses statistiques ont été effectuées à l'aide du logiciel JMP ® 7.0.1, Copyright © 2007 SAS Institute. Des *box plot* et des diagrammes à barres ont été utilisés pour les statistiques descriptives, principalement les moyennes et les écarts types. Les *box plot* ont aussi servi à expliquer la variabilité des sites à l'intérieur d'une même formation végétale. Les comparaisons des moyennes des formations pour les différentes variables étudiées ont été obtenues par une *one-way* ANOVA. Les ANOVA ont été conduites pour vérifier si les moyennes (stock de carbone, apport de litière, etc.) des différentes formations végétales étaient significativement différentes les unes des autres. Elles ont aussi été réalisées afin de déterminer les variables qui affectent de manière significative les stocks de carbone des sols (classe de drainage, texture, etc.). Les postulats d'application de l'ANOVA sont, la normalité de la distribution ainsi que l'homogénéité de la variance.

Lorsque ces postulats d'application n'étaient pas rencontrés, les valeurs ont été transformées en logarithme base 10 afin d'y répondre. Les différences significatives entre les moyennes obtenues par l'ANOVA ont été testées avec le HSD de Tukey-Kramer afin de déterminer où se trouve la variance et entre quelle paire de moyennes se trouvent les différences significatives. Les valeurs étant normalement distribuées et les résidus étant homoscedastiques⁵, une analyse de régression simple a été effectuée afin d'expliquer la relation entre le carbone et les épaisseurs d'humus des peuplements. Une analyse de régression multiple a aussi été effectuée pour montrer la relation entre les classes de drainage, la position par rapport à la pente et les stocks de carbone.

3.10 Cartographie des stocks de carbone

Les cinq formations végétales sélectionnées ont été délimitées à partir d'un composé coloré tiré d'une image satellite SPOT (*voir* sect. 3.1). La superficie totale (km²) de chacune de ces formations a ensuite été déterminée pour l'ensemble de la région à l'étude et associée aux valeurs moyennes de carbone des neuf sites investigués (kg C m⁻²). Par la suite, les valeurs de carbone de chacune des formations végétales ont été calculées en tonne de carbone par kilomètre carré (t C km⁻²) et transférées sur les unités cartographiques avec le logiciel ArcGIS (version 9.2) tel que présenté à la figure 4.12 (*voir* p. 94). Les valeurs de carbone totales présentées au tableau 4.12 (*voir* p.96) expriment la quantité de carbone que l'on retrouve dans les sols de chacune des cinq formations végétales pour l'ensemble de la zone étudiée (486,8 km²). Ces valeurs ont été obtenues en multipliant la superficie totale occupée par chaque groupe par la valeur moyenne de carbone. La valeur moyenne représente la quantité moyenne de carbone à l'échelle du paysage, toutes formations végétales confondues.

⁵ L'homoscédasticité est le fait que la dispersion des résidus doit être homogène pour toutes les valeurs prédites de la variable indépendante. Puisque ces derniers correspondent à des aléas de mesure, il n'y a aucune raison pour qu'il ne soit pas distribué de manière homogène.

CHAPITRE IV

RÉSULTATS

Ce chapitre présente les résultats qui permettront de répondre au premier objectif de cette étude. Celui-ci vise à démontrer l'influence des propriétés biophysiques des peuplements sur les stocks de carbone des sols dans les cinq formations végétales

En effet, malgré une faible diversité biologique, la productivité de la biomasse, le type de végétation, les propriétés du sol ainsi que les stocks de carbone des peuplements boréaux varient à l'échelle du paysage. Ces variations inter et intra formation végétale indiquent que divers facteurs d'ordre biologique et physico-chimique peuvent influencer l'accumulation de carbone dans les sols forestiers. Les principales variables des peuplements et des sols sont présentées puis, par différentes méthodes statistiques, l'influence de ces variables sur l'accumulation du carbone dans les sols est démontrée. Dans ce chapitre, ce sont les résultats des 45 sites à l'étude, soit neuf peuplements dans chacune des cinq formations végétales qui sont présentés.

4.1 Propriétés physiques des sols

4.1.1 Texture des sols

Puisque la texture conditionne la structure du sol, celle-ci joue un rôle important dans la porosité, le drainage et notamment les stocks de carbone. La texture est une variable fiable puisqu'elle est stable et modifiée uniquement en fonction de l'évolution à long terme du sol (Gobat *et al.*, 2003). La texture est déterminée par l'importance relative et la taille des particules d'argile, de limon et de sable dans les sédiments minéraux. Les classes texturales des 45 peuplements sont présentées dans le diagramme tertiaire (fig. 4.1). La texture permet aussi de caractériser le dépôt sur lequel croissent les peuplements. Dans la région à l'étude, il s'agit de dépôts fluvio-glaciaires, de tills et des dépôts organiques dans les dépressions ont favorisé la formation de tourbières. La texture des 45 sols étudiés est concentrée dans les classes de texture grossière principalement dans les sables loameux (SL) et les loam limoneux (LLI) (fig. 4.1). La faible proportion de particules argileuses dans les dépôts (< 10%) fait en sorte que la classe de texture la plus fine des sédiments est celle des limons (LI). Les formations végétales FR et FEUIL sont concentrées sur les sols dont les textures sont les plus grossières avec en moyenne 81,0% et 72,8% de particules sableuses respectivement. Aucun site ne se situe dans la classe de texture argileuse.

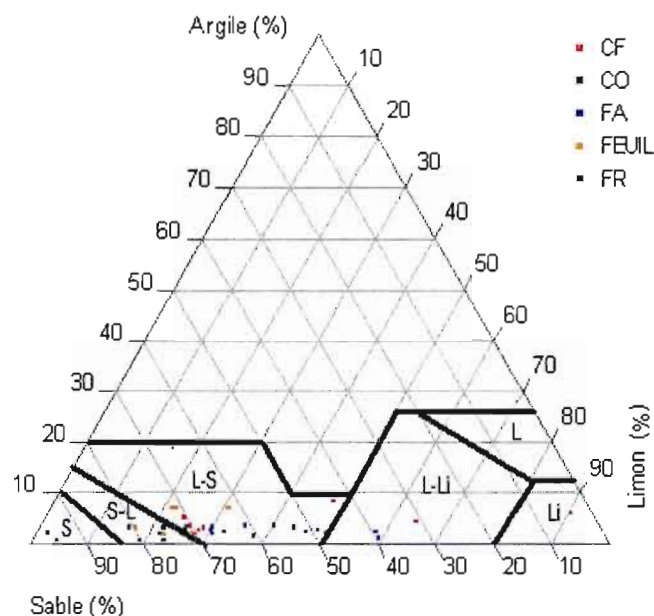


Figure 4.1 Classes de texture des sols en relation avec les proportions de particules argileuses, limoneuses et sableuses.

4.1.2 La densité apparente des sols (bulk density)

La densité du sol (g cm^{-3}) est l'un des paramètres nécessaire au calcul des stocks de carbone (kg m^{-2}). La densité a été calculée pour tous les horizons organiques et minéraux de chacun des sites et les résultats sont présentés au tableau 4.1. La densité apparente est plus faible dans l'horizon organique et augmente dans la couche minérale. Pour les couches organiques, elle varie de 0,1 (FA9) à 0,3 g cm^{-3} (FEUIL1). Dans la couche minérale les valeurs de densité apparente vont de 0,5 (FR9) à 1,8 g cm^{-3} (CF5). Les résultats de l'ANOVA ont démontré que la densité moyenne est significativement différente entre les couches minérales et organiques ($p < 0,05$) mais qu'elle n'est pas significativement différente d'une formation à l'autre ($p = 0,842$). Les valeurs de la couche organique ont été transformées en LOG^{10} afin de répondre aux postulats de l'ANOVA.

Tableau 4.1
Densité apparente des couches a) organiques et b) minérales

	CO	FA	CF	FR	FEUIL
<i>a) Densité apparente de la couche organique (g cm⁻³)</i>					
1	0,3	0,1	0,2	0,1	0,3
2	0,1	0,2	0,1	0,2	0,2
3	0,2	0,2	0,1	0,2	0,1
4	0,3	0,3	0,2	0,2	0,2
5	0,1	0,2	0,1	0,1	0,2
6	0,3	0,2	0,1	0,2	0,2
7	0,3	0,1	0,2	0,1	0,2
8	0,2	0,2	0,2	0,1	0,1
9	0,3	0,1	0,1	0,1	0,3
Moyenne	0,3 ± 0,1	0,2 ± 0,1	0,2 ± 0,1	0,1 ± 0,03	0,2 ± 0,2
<i>b) Densité apparente de la couche minérale (g cm⁻³)</i>					
1	1,1	1,1	1,4	1,5	1,6
2	1,1	1,0	1,1	0,7	1,0
3	0,9	1,0	0,6	1,0	1,0
4	1,0	1,0	1,0	1,2	1,0
5	1,2	1,8	1,8	1,3	1,3
6	1,6	0,8	1,1	1,0	1,3
7	1,0	1,0	0,8	1,2	1,0
8	1,1	1,5	1,6	1,1	0,9
9	0,9	0,8	1,1	0,5	1,5
Moyenne	1,1 ± 0,2	1,1 ± 0,3	1,2 ± 0,4	1,0 ± 0,3	1,2 ± 0,3

4.1.3 L'épaisseur de l'humus

Sur le territoire étudié, l'épaisseur de la couche organique varie entre les formations végétales et entre les sites de ces formations. Des variations de 20 cm ont été mesurées dans la formation CF et de 13 cm dans FEUIL et CO (fig. 4.2).

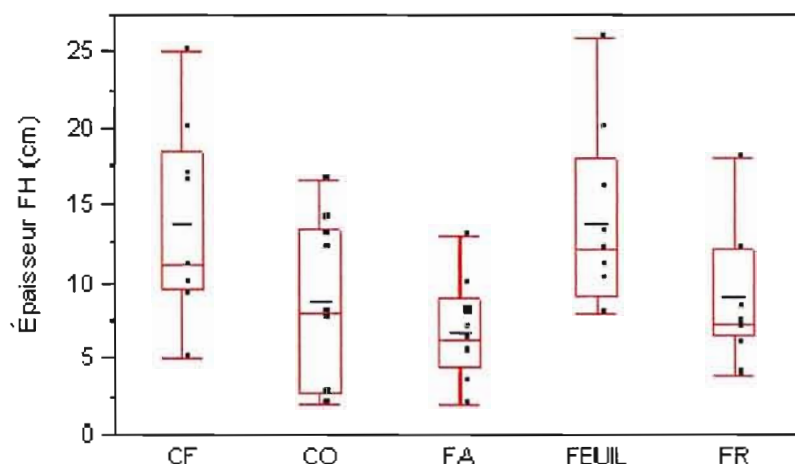


Figure 4.2 Variation de l'épaisseur de l'humus dans les 45 sites.

Les lignes rouges des boîtes à moustache présentent cette importante variabilité intra formation végétale tandis que les lignes noires représentent la moyenne des sites. Les épaisseurs d'humus les plus importantes se trouvent dans les formations FEUIL et CF avec en moyenne $13,8 \pm 6$ cm et $13,7 \pm 6,7$ cm respectivement. Les sites des formations CO et FA présentent les valeurs les plus faibles (< 3 cm). Malgré un écart à la moyenne important pour chacune des cinq formations, les résultats de l'ANOVA ont démontré que les moyennes sont significativement différentes ($p < 0,001$) d'une formation à l'autre et principalement au niveau CF et FA.

4.2 Propriétés chimiques des sols

4.2.1 Concentrations en carbone

Les concentrations en carbone organique sont présentées au tableau 4.2. Les moyennes varient de $37,9 \pm 7,2\%$ à $45,3 \pm 7,2\%$ dans la couche organique et de $1,0 \pm 0,4\%$ à $2,3 \pm 1,0\%$ dans la couche minérale. L'horizon organique de la formation FA possède la moyenne la plus faible ($37,9 \pm 7,2\%$) et celui de FR la moyenne la plus élevée ($45,3 \pm 7,2\%$). Les sites FR6 à FR9 ont une concentration égale ou supérieure à $49,5\%$ ce qui participe à faire augmenter la moyenne pour cette formation. Dans les formations CF et FEUIL, les moyennes dans la

couche organique sont élevées et relativement similaires, 43,3 et 43,6% respectivement. Les moyennes des cinq types de formations végétales ne sont pas significativement différentes dans l'horizon organique ($p = 0,164\ 5$).

Les concentrations en carbone le plus élevées dans les horizons minéraux correspondent aux formations CF et FEUIL ($2,3 \pm 1,0\%$ et $2,2 \pm 1,3\%$) alors que les valeurs les plus faibles correspondent aux formations CO et FR ($1,0 \pm 0,4\%$ et $1,1 \pm 0,6\%$). D'après les résultats de l'ANOVA, les moyennes sont significativement différentes ($p = 0,018\ 7$). Les valeurs de CO et CF se distinguent largement des autres moyennes. Les plus faibles concentrations de carbone dans les horizons minéraux se retrouvent dans les sites FA8, FR7 et CO2.

Tableau 4.2
Pourcentage de carbone des couches a) organiques et b) minérales
dans les différentes formations végétales

	CO	FA	CF	FR	FEUIL
<i>a) % de carbone de la couche organique</i>					
1	37,8	31,7	38,5	35,6	41,3
2	46,8	30,3	37,7	38,9	35,1
3	42,3	40,2	48,9	44,9	43,3
4	35,0	31,9	43,9	44,2	38,6
5	35,9	38,7	39,1	31,4	49,2
6	36,2	29,7	48,6	50,7	45,9
7	42,5	46,4	46,0	49,5	48,0
8	44,2	47,2	42,8	51,8	44,2
9	47,1	44,7	44,5	51,2	47,0
Moyenne	41,0 \pm 4,8	37,9 \pm 7,2	43,3 \pm 4,2	45,3 \pm 7,2	43,6 \pm 4,6
<i>b) % de carbone de la couche minérale</i>					
1	0,8	1,1	2,3	1,0	1,4
2	0,3	0,7	1,9	1,2	1,7
3	1,0	1,7	2,8	1,3	4,6
4	0,9	1,1	1,7	2,2	1,5
5	1,1	0,7	3,1	0,6	1,1
6	0,8	0,9	4,3	1,3	2,6
7	1,5	2,1	0,9	0,3	3,5
8	1,2	0,3	2,2	0,5	2,9
9	1,7	2,4	1,2	1,8	0,8
Moyenne	1,0 \pm 0,4	1,2 \pm 0,7	2,3 \pm 1,0	1,1 \pm 0,6	2,2 \pm 1,3

4.2.2 Concentration en azote

Les concentrations en azote dans les horizons minéraux sont faibles pour tous les sites mais plus élevées dans les horizons organiques. Les formations CF et FEUIL possèdent les humus les plus riches en azote avec des valeurs moyennes de $1,1 \pm 0,3\%$ et $1,8 \pm 0,3\%$ respectivement. Dans les couches minérales les moyennes les plus élevées se trouvent dans ces mêmes formations (CF et FEUIL : $0,1\%$ respectivement). Les sites de feux anciens et récents présentent les valeurs les plus faibles à la fois dans l'horizon organique et minéral.

Tableau 4.3
Pourcentage d'azote des couches a) organiques et b) minérales
dans les différentes formations végétales

	CO	FA	CF	FR	FEUIL
<i>a) % d'azote dans l'horizon organique</i>					
1	0,9	0,8	1,0	0,7	1,9
2	0,8	0,7	1,2	0,9	1,3
3	0,7	0,9	1,1	0,9	1,9
4	0,6	0,8	0,5	1,1	2,1
5	0,4	0,8	1,0	0,5	1,8
6	0,8	0,6	1,3	1,0	1,9
7	1,2	1,1	1,5	0,8	2,3
8	0,8	1,1	1,2	1,1	1,9
9	1,0	0,9	0,9	1,1	1,4
Moyenne	$0,8 \pm 0,2$	$0,9 \pm 0,2$	$1,1 \pm 0,3$	$0,9 \pm 0,2$	$1,8 \pm 0,3$
<i>b) % d'azote dans la couche minérale</i>					
1	0,03	0,04	0,1	0,05	0,1
2	0,02	0,04	0,1	0,05	0,1
3	0,04	0,1	0,1	0,05	0,2
4	0,03	0,05	0,1	0,1	0,1
5	0,05	0,04	0,1	0,03	0,1
6	0,2	0,04	0,1	0,05	0,1
7	0,1	0,1	0,05	0,01	0,1
8	0,1	0,04	0,1	0,01	0,1
9	0,1	0,1	0,1	0,01	0,04
Moyenne	$0,1 \pm 0,1$	$0,05 \pm 0,02$	$0,1 \pm 0,03$	$0,04 \pm 0,03$	$0,1 \pm 0,02$

4.2.3 Ratio C/N

Le ratio carbone azote d'un sol est déterminé comme le rapport pondéral entre la quantité de carbone organique et d'azote (Gobat *et al.*, 2003). Il permet l'évaluation de la qualité de la matière organique ainsi que l'estimation des processus d'humification et de minéralisation agissant dans les sols (Lafond *et al.*, 1992). Akselsson *et al.* (2005) ont mentionné le rapport C/N comme un bon indicateur pour évaluer la séquestration du carbone dans les sols. Un rapport C/N fort représente un faible taux de décomposition du carbone puisque les organismes décomposeurs utilisent l'azote qui devient rapidement limitant. Un rapport C/N faible indique une concentration élevée en azote et un fort degré de décomposition.

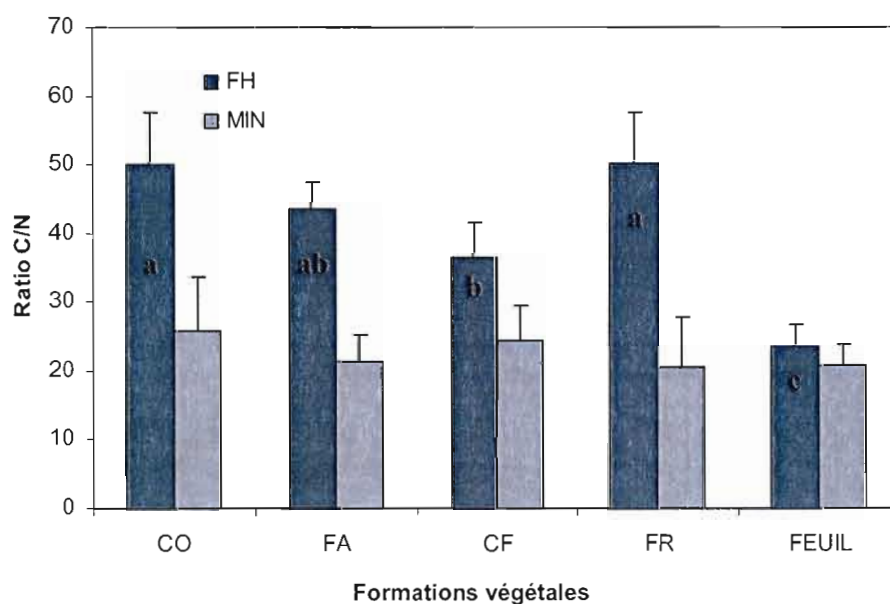


Figure 4.3 Moyenne des ratios carbone azote des cinq formations végétales pour les horizons organiques et minéraux.

Le rapport carbone azote a été calculé pour les deux horizons de chacun des 45 sites à l'étude (Annexe 1 et fig. 4.3). Les lettres similaires signifient que les ratios ne sont pas significativement différents les uns des autres. Les sites FEUIL présentent des ratios C/N

relativement faibles avec une moyenne dans les deux couches légèrement supérieure à 20. Dans l'horizon organique, les sites de la formation CF ont une moyenne de 36,7. FR et CO sont les formations qui possèdent les valeurs les plus élevées soit respectivement de 50,3 et 50 en moyenne. Les résultats de l'ANOVA démontrent que les moyennes des ratios C/N dans les cinq formations végétales étaient significativement différentes dans les horizons organiques ($p < 0,0001$). Ces différences démontrent que le taux de décomposition de la matière organique varie entre les formations végétales et que les humus de sites FEUIL se décomposent plus rapidement que ceux des autres formations. Les humus des formations FR, FA et CO présentent des taux de décomposition qui ne sont pas significativement différents.

Dans les horizons minéraux, les valeurs du rapport C/N ne présentent pas de liens avec le type de formation puisque les moyennes ne sont pas significativement différentes les unes des autres ($p = 0,2667$). Elles varient de 20,7 pour FR à 25,9 pour CO. Les formations FEUIL et FR présentent des valeurs similaires et faibles soit de 20,9 et 20,7. Ces résultats indiquent que dans la couche minérale le taux de décomposition de la matière organique est faible et similaire entre les formations végétales.

4.2.4 Contenu en matière organique

Le contenu en MO des horizons organiques et minéraux a été déterminé à partir de la perte au feu (PAF) et est exprimé en pourcentage (%) (tabl. 4.4). Dans l'horizon FH ce sont les formations CF et FEUIL qui présentent les quantités moyennes de MO les plus élevées avec des valeurs respectives de $86,4 \pm 11,6\%$ et $83,7 \pm 7,4\%$.

Tableau 4.4
 Pourcentage de matière organique contenue dans les couches
 a) organiques et b) minérales

	CO	FA	CF	FR	FEUIL
<i>a) % de matière organique dans la couche organique</i>					
1	56,3	77,5	94,8	<i>nd</i>	78,8
2	84,2	70,5	90,5	58,0	87,5
3	80,1	77,6	97,5	49,8	69,3
4	28,6	82,2	90,0	96,5	87,7
5	64,1	73,8	77,8	68,2	88,2
6	72,4	56,9	96,5	94,0	80,5
7	84,7	84,6	60,7	93,9	89,0
8	80,7	88,2	83,6	93,2	93,0
9	84,6	81,1	86,5	92,5	78,9
Moyenne	70,6 ± 18,7	77,0 ± 9,3	86,4 ± 11,6	80,8 ± 19,0	83,7 ± 7,4
<i>b) % de matière organique dans la couche minérale</i>					
1	2,1	3,9	5,1	1,0	1,5
2	2,4	3,2	3,1	4,8	1,7
3	3,7	3,0	7,2	2,2	3,8
4	2,1	5,3	4,8	5,2	12,4
5	2,9	3,0	7,7	1,4	3,5
6	2,0	3,9	11,2	4,8	3,9
7	7,0	6,5	3,3	1,5	5,4
8	4,4	0,8	5,7	2,1	2,8
9	4,6	7,8	4,0	5,4	5,4
Moyenne	3,5 ± 1,7	4,2 ± 2,1	5,8 ± 2,6	3,2 ± 1,9	4,5 ± 3,3

Les formations CO ainsi que FA présentent les valeurs moyennes les plus faibles, soit $70,6 \pm 18,7\%$ et $77,0 \pm 9,3\%$. Les résultats de la PAF montrent que certains sites présentent des valeurs très faibles en comparaison avec la moyenne de leur formation. Par exemple, les sites CO1 et CO4 contiennent peu de matière organique (56,3 et 28,6%) tout comme FR2 et FR3 (58,0 et 49,8%). L'écart à la moyenne est élevé pour toutes les formations végétales. Dans les couches minérales, les concentrations moyennes de MO sont beaucoup moins élevées et varient entre $5,8 \pm 2,6\%$ (CF) et $3,2 \pm 1,9\%$ (FR). Les valeurs les plus élevées dans la couche minérale correspondent aux horizons organiques dont les valeurs sont aussi les plus élevées. D'après les résultats de l'ANOVA, les moyennes ne sont pas significativement différentes dans la couche minérale ($p = 0,113$ 8) tout comme dans la couche organique ($p = 0,187$ 1).

4.2.5 Cellulose

Les résultats des analyses de cellulose de toutes les formations végétales présentent des valeurs moyennes similaires variant de 52,5% (FEUIL) à 63,8% (FA). Ces valeurs ne sont pas significativement différentes ($p > 0,05$) démontrant que le type de végétation n'influence pas les contenus en cellulose de la couche organique des sols. Ce sont les formations FA et CF qui possèdent les contenus de cellulose les plus importants avec des moyennes de $63,8 \pm 7,1\%$ et $61,4 \pm 9,3\%$ respectivement tandis que les formations FEUIL et CO contiennent les valeurs les plus faibles soit $52,5 \pm 5,3\%$ et $56,7 \pm 9,3\%$.

Tableau 4.5
Pourcentage de cellulose contenue dans la couche organique

	CO	FA	CF	FR	FEUIL
<i>% cellulose de la couche organique</i>					
1	<i>nd</i>	64,4	59,3	62,6	45,3
2	42,2	67,8	70,4	67,2	52,5
3	54,8	64,1	49,8	65,6	49,6
4	51,4	74,3	62,7	59,0	53,3
5	71,9	62,3	62,9	58,8	59,8
6	57,6	67,0	49,3	59,5	43,9
7	67,6	51,8	58,0	52,2	50,9
8	53,2	59,1	61,8	54,0	49,9
9	55,6	<i>nd</i>	76,6	<i>nd</i>	59,7
Moyenne	56,7 ± 9,3	63,8 ± 7,1	61,4 ± 9,3	59,5 ± 5,5	52,5 ± 5,3

4.2.6 Carbone insoluble à l'acide

Les résultats du tableau 4.6 présentent la proportion de carbone insoluble à l'acide par rapport à la quantité de carbone organique total dans la couche organique

Tableau 4.6
 Pourcentage de carbone insoluble à l'acide dans la couche organique

	CO	FA	CF	FR	FEUIL
	% C insoluble à l'acide				
1	82,1	81,9	83,4	85,2	75,1
2	68,4	84,9	88,6	80,0	78,3
3	79,7	83,2	63,6	79,0	74,8
4	71,1	81,6	nd	79,0	71,4
5	77,7	80,7	86,4	81,4	84,0
6	77,9	79,3	79,5	79,3	66,2
7	86,6	nd	77,2	70,5	69,1
8	78,9	84,3	78,3	77,9	84,2
9	81,3	77,3	82,5	70,6	83,1
Moyenne	78,2 ± 5,5	81,7 ± 2,6	79,9 ± 7,7	78,1 ± 4,8	76,2 ± 6,6

La proportion moyenne de carbone insoluble à l'acide est similaire pour toutes les formations végétales. Les valeurs varient de $76,2 \pm 6,6$ (FEUIL) à $81,7 \pm 2,6$ (FA) et selon les résultats de l'ANOVA les moyennes ne sont pas significativement différentes ($p > 0,05$). Le type de végétation n'influence donc pas les contenus de carbone insoluble à l'acide, c'est-à-dire le carbone considéré comme récalcitrant.

4.2.7 Autres propriétés chimiques

Les résultats des analyses de pH, de CEC ainsi que de concentrations en fer et en aluminium sont présentés en détail à l'annexe 1 (voir p.158). Les sols sont acides avec des valeurs moyennes de pH de 3,3 dans l'humus et 4,6 dans le minéral. Les moyennes des pH des cinq formations ne sont pas significativement différentes dans les deux horizons. Seuls les sites CO1, FEUIL1 et FA1 présentent dans l'horizon organique des valeurs beaucoup moins acides que la moyenne de leur formation. Le type de végétation ainsi que la période depuis le dernier feu peuvent influencer ces valeurs, les espèces résineuses ayant une litière plus acide que les espèces caducifoliées. Dans la couche minérale, les valeurs de pH sont moins acides que dans la couche organique pour tous les sites. La CEC n'est pas significativement différente d'une formation à l'autre et elle varie dans l'horizon organique

de 2,95 (CO) à 3,53 cmol(+) / kg (FEUIL). Dans les horizons minéraux les valeurs moyennes varient de 0,94 (CO) à 2,37 cmol(+) / kg (FEUIL).

4.2.8 Relation entre les propriétés chimiques et le pourcentage (%) de carbone des sols

Les résultats des régressions effectuées entre les pourcentages de carbone et les propriétés chimiques des sols sont exposés au tableau 4.7. Dans la couche organique, les relations entre le % de carbone organique, le % de matière organique ainsi que le % cellulose sont significatives mais les coefficients de relation sont très faibles ($R^2 = 0,23$ et $0,18$) démontrant que ces variables n'ont qu'un effet limité sur les concentrations de carbone (%). Le % de carbone insoluble à l'acide, la CEC et le pH n'influencent pas ces mêmes concentrations ($p > 0,05$). Dans la couche minérale, le contenu en matière organique influence de manière hautement significative ($p < 0,0001$) les pourcentages de carbone tandis que les relations avec le pH et la CEC sont significatives mais les coefficients de relation demeurent faibles.

Tableau 4.7
Relation entre le pourcentage de carbone organique et les propriétés du sol
dans les couches a) organique et b) minérale

	R^2	P
<i>a) Relation entre le % C dans la couche organique</i>		
% MO	0,23	0,000 7
% Cellulose	0,18	0,003 9
% Carbone insoluble a l'acide	-	0,06*
pH	-	0,20*
CEC	-	0,33*
<i>b) Relation entre le % C dans la couche minérale</i>		
% MO	0,52	< 0,000 1
pH	0,10	0,04
CEC	0,14	0,01

* Relation non significative

4.3 Paramètres écologiques des sites

4.3.1 Végétation

Les résultats des relevés de végétation effectués dans quatre des cinq formations végétales sont présentés au tableau 4.7. Aucun relevé n'a été effectué pour la formation FR puisque la végétation y était à peu près inexistante sauf quelques plantules arbustives éparses et des herbacées. Les espèces ont été classifiées par strates de végétation selon le nombre de fois (n) qu'elles apparaissent dans les neuf relevés avec leur pourcentage de recouvrement (%). Cette classification a permis de reconnaître les espèces les plus abondantes dans chacune des formations. La strate arborescente de la formation à canopée ouverte (CO) est dominée par l'épinette noire et le pin gris tandis que la strate arbustive est majoritairement composée de *Vaccinium angustifolium*, *Kalmia polifolia* (kalmia à feuilles d'andromède) et *Rhododendron groenlandicum*. La strate muscinale est représentée majoritairement par le lichen. La formation à canopée fermée (CF) est largement dominée par l'épinette noire et le *Vaccinium myrtilloides* (airelle fausse-myrtille) tandis que le *Pleurozium schreberi* couvre le sol. La formation feuillue (FEUIL) possède la strate arbustive la plus diversifiée avec des espèces qui ne sont pas présentées ailleurs comme *Prunus pensylvanica*, *Alnus ssp.*, *Ribes glandulosum* (gadellier glanduleux) et *Rubus idaeus* (framboisier) tandis que la strate arborescente est dominée par le peuplier faux-tremble. Le recouvrement de la strate muscinale est très faible et peu diversifié. La formation en régénération après feu ancien est surtout composée de pins gris dans la strate arborescente et de *Kalmia polifolia* dans la strate arbustive, deux espèces héliophytes qui ont besoin de beaucoup de lumière pour croître.

Tableau 4.8
Espèces végétales présentes et leur recouvrement respectif dans les 9 relevés de végétation

Formations végétales	Conifère ouvert		Conifère fermé		Feuillu		Feu ancien	
Espèces	<i>n</i>	%	<i>n</i>	%	<i>n</i>	%	<i>n</i>	%
Arborescente								
<i>Betula papyrifera</i>			2	6,9	5	5,9		
<i>Picea mariana</i>	6	21,5	8	26,5	6	1,8	9	2,3
<i>Pinus banksiana</i>	2	6,8	2	5,0			9	11,4
<i>Populus tremuloides</i>			2	0,5	8	26,1		
Arbustive haute								
<i>Alnus Crispea</i>	1	0,9	6	4,4	9	35,7	2	1,2
<i>Alnus viridis ssp.</i>					1	0,4		
<i>Amelanchier bartramiana</i>			1	0,1	3	1,4		
<i>Betula pumila</i>	1	0,1	1	0,6	1	1,7	1	1,1
<i>Cornus sericea</i>					1	0,6		
<i>Rhododendron groenlandicum</i>					2	2,8		
<i>Prunus pennsylvanica</i>					1	2,2		
<i>Salix bebbiana</i>	2	0,4			3	1,2	2	1,2
<i>Salix humilis</i>	1	0,5	4	1,9			2	1,7
<i>Viburnum edule</i>					1	0,6		
Arbustive basse								
<i>Alnus viridis ssp. crispa</i>					1	0,4		
<i>Amelanchier bartramiana</i>	2	0,3					5	1,0
<i>Betula pumila</i>							2	0,8
<i>Chamaedaphne calyculata</i>	1	0,1					2	2,7
<i>Gaultheria hispidula</i>	1	0,1	4	1,4	1			
<i>Kalmia angustifolia</i>	8	13,4	7	11,6	5	7,1	9	21,2
<i>Kalmia polifolia</i>	1	0,38						
<i>Rhododendron groenlandicum</i>	6	12,0	7	11,4	9	17,7	9	13,0
<i>Ribes glandulosum</i>					5	5,8		
<i>Rubus idaeus</i>					2	0,7		
<i>Salix humilis</i>	1	0,3					2	0,7
<i>Salix planifolia</i>			2	1,9				
<i>Sorbus decora</i>								
<i>Vaccinium angustifolium</i>	7	16,5	4	5,9	4	2,6	6	14,4
<i>Vaccinium uliginosum</i>								
<i>Vaccinium myrtilloides</i>	2	5,6	6	13,3	8	7,2	7	13,9
<i>Viburnum edule</i>					1	0,2		
Herbacées basses								
<i>Botrychium virginianum</i>					1	0,2		
<i>Carex sp.</i>					1	0,1	2	0,4
<i>Clintonia borealis</i>			1	0,1	3	1,4	1	
<i>Coptis trifolia</i>					2	0,4	1	

<i>Cornus canadensis</i>	2	0,6	4	1,4	7	11,0	1	0,6
<i>Epilobium angustifolium</i>					1	0,1		
<i>Graminea sp.</i>							1	
<i>Linnaea borealis ssp. longiflora</i>	2	0,9	2	0,8	4	0,7		
<i>Maianthemum canadense</i>			3	0,8	4	1,4	4	0,9
<i>Platanthera obtusata</i>					1	0,1		
<i>Potentilla tridentata</i>							1	
<i>Rubus pubescens</i>					1	1,1		
<i>Trientalis borealis</i>			1	0,1	4	0,8		
<i>Lycopodium annotinum</i>			2	0,3	4	2,6		
Muscinales								
<i>Bazzania trilobata</i>	2	0,8	7	7,1	1	0,2		
<i>Cladina mitis</i>	6	25,1	7	4,9	3	0,8	9	13,4
<i>Cladina rangiferina</i>	4	15,0	1	0,1				
<i>Cladina stellaris</i>	4	4,1						
<i>Cladonia cristata</i>	1	0,1						
<i>Dicranum sp.</i>	1	0,3	7	1,8	6	1,3	5	2,7
<i>Hylocomnium splendens</i>	1	0,1	1	1,0	1	0,2		
Lichens	3	2,3	3	1,5	2	0,2	7	2,0
<i>Pleurozium schreberi</i>	7	25,4	8	58,1	9	10,9	3	1,0
<i>Polytrichum sp.</i>	1	0,1	2	0,5	2	1,1	2	0,8
<i>Ptilidium sp.</i>			2	1,4				
<i>Sphagnum spp.</i>			1	0,6				
<i>Sphagnum capillifolium</i>	1	3,1	2	6,9				
<i>Sphagnum girgensohnii</i>			1	0,9				

4.3.2 Apports annuels de litière

La quantité de litière qui retombe au sol chaque année dépend du couvert végétal en place. Les résultats suivants présentent les apports annuels de litière dans les cinq sites de référence étudiés dans chaque formation (CF1, CO1, FA1, FR1 et FEUIL1) mais ne comprennent pas les apports de la végétation au sol comme les mousses et les sphaignes.

Les valeurs moyennes des apports annuels de litière varient de $26,09 \pm 7,41$ (FR) à $297,9 \pm 49,6 \text{ g m}^{-2} \text{ a}^{-1}$ (FEUIL) (fig. 4.4). Ce sont les formations CF et FEUIL qui présentent les valeurs les plus élevées soit de $277,2 \pm 24,2$ et $297,9 \pm 49,6 \text{ g m}^{-2} \text{ a}^{-1}$ respectivement. La formation CO ne présente pas une production importante de litière ($159,6 \pm 18,2 \text{ g m}^{-2} \text{ a}^{-1}$) et se rapproche de celle mesurée dans FA ($104,8 \pm 24 \text{ g m}^{-2} \text{ a}^{-1}$). Dans les sites perturbés par les feux, soit FR et FA, la période depuis le passage du feu semble influencer positivement la

production de litière, FA ayant une production 21% plus élevée que FR. Les barres d'erreur illustrées à la figure 4.4 expriment l'écart à la moyenne pour les 12 trappes à litière installées à chacun des sites.

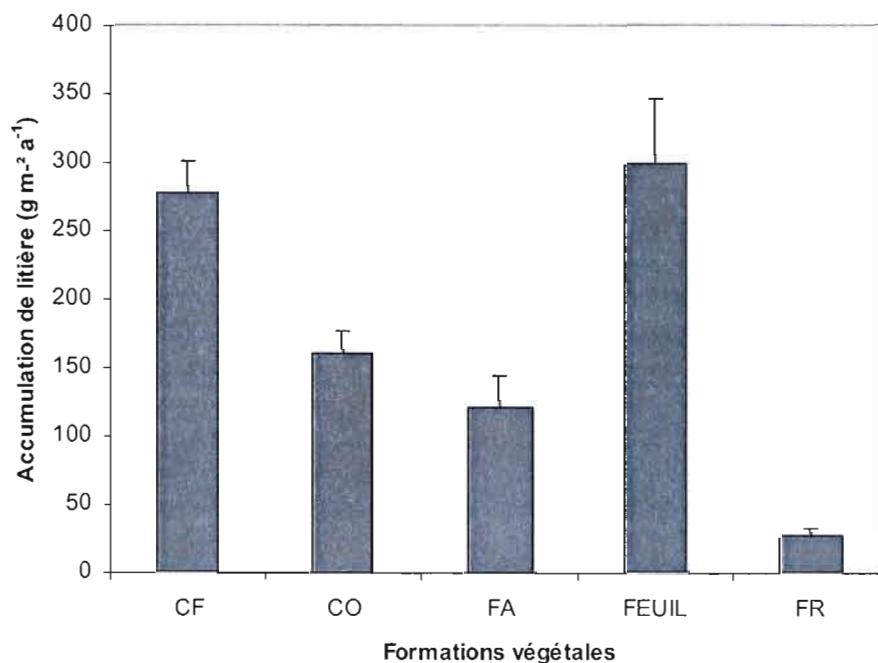


Figure 4.4 Production annuelle de litière pour les cinq formations végétales (g m⁻² a⁻¹).

4.3.3 Âge des peuplements

L'âge des peuplements a été déterminé afin de tenter de reconnaître une relation entre la maturité du peuplement et les quantités de carbone dans les sols. Les formations FA et FR sont issues de feux de forêt et l'âge de ces peuplements a été basé sur l'année d'occurrence des feux tel qu'indiqué dans les registres de la SOPFEU. Les âges sont de 17 et 19 ans pour FA et de 2 ans pour FR. Le tableau 4.8 présente les âges obtenus par les différentes méthodes pour les peuplements des trois autres formations.

Tableau 4.9
Âge moyen des 45 peuplements étudiés par formation végétale

Site	Espèces	DHP (mm)	Âge dendro.	Âge régression	Âge feux (années)	Moyenne
FEUIL 1	PFT	71,2	22 ± 2	23	22	22
FEUIL 2	PFT	68,3	25 ± 1	22	22	23
FEUIL 3	PFT	78,1	25 ± 1	25	22	24
FEUIL 4	PFT	111,4	-	34	22	28
FEUIL 5	BOUL	112,0	35 ± 2	-	-	35
FEUIL 6	BOUL	114,6	38 ± 3	-	-	38
FEUIL 7	PFT	114,6	-	35	-	35
FEUIL 8	BOUL	107,3	35 ± 1	-	-	35
FEUIL 9	PFT	135,2	41 ± 2	41	47	44
CO 1	PG	77,1	17 ± 1	23	22	22
CO 2	EPN	181,4	-	92	85	88
CO 3	EPN	132,3	-	75	85	80
CO 4	EPN	98,2	97 ± 30	-	-	97
CO 5	EPN	150,0	83 ± 13	-	-	83
CO 6	EPN	144,1	85 ± 5	-	-	85
CO 7	EPN	173,4	91 ± 10	-	-	91
CO 8	EPN	124,1	-	72	76	76
CO 9	EPN	127,3	-	73	76	76
CF 1	EPN	158,3	88 ± 5	-	-	88
CF 2	EPN	106,0	32 ± 2	-	40	32
CF 3	EPN	87,5	-	59	-	59
CF 4	EPN	105,3	38 ± 2	-	45	38
CF 5	PG	109,1	35 ± 2	36	40	46
CF 6	EPN	206,9	-	101	-	101
CF 7	EPN	85,9	-	59	76	67
CF 8	EPN	119,0	-	71	76	73
CF 9	PG	98,0	35 ± 1	31	-	33

Ce sont les formations de CO qui dénombrent les individus les plus âgés avec une moyenne de 76 ans. À l'exception de CO1 où la forêt était composée de pins gris, tous les autres sites de cette formation présentent un âge moyen supérieur à 70 ans. L'âge moyen du peuplement le plus ancien (CO4) est estimé à 97 ans alors que certains individus étaient âgés de plus de 125 ans. Les peuplements les plus anciens du secteur étudié sont les pessières noires. Par contre, puisque l'épinette noire peut aussi croître en début de succession, certains individus compris dans les formations CF sont âgés d'une trentaine d'années malgré un DHP

supérieur à 100 mm. La moyenne d'âge de la formation CF est de 52 ans, avec un écart type élevé (28 ans).

Les espèces de succession secondaire telles le peuplier faux tremble et le pin gris sont généralement équiennes puisque issues d'anciens feux de forêt. L'écart à la moyenne des individus échantillonnés est donc plus faible, variant entre un et deux ans. L'âge de ces peuplements varie entre 17 et 35 ans et les formations de peuplier faux-tremble présentent un âge moyen de 32 ± 7 ans.

4.3.4 Drainage des sites

Le drainage dépend de la texture et de la structure du sol. Le drainage des 45 peuplements se situe entre les classes 2 et 5 avec une plus grande proportion (78%) dans les classes 2 et 3 (fig. 4.5) en raison de la composition grossière des dépôts meubles. Les peuplements FEUIL se trouvent sur les sites les moins bien drainés (3-4) tandis que les peuplements FA et FR sont associés à des conditions de bon drainage (2-3). Ceci peut expliquer l'occurrence des feux dans ces formations en raison de la capacité plus rapide du sol à se drainer et s'assécher. La plus grande variabilité dans les conditions de drainage se situe dans la formation CF où les peuplements sont répartis sur des sites dont les classes varient de 2 à 5. Les sites les mieux drainés sont dominés par le pin gris (CF6 et CF9) tandis que l'épinette noire est associée aux sites où les conditions de drainage vont de bonnes à mauvaises. Dans la formation CF, les sites bien drainés sont ceux qui ont brûlé davantage. Dans la formation CO, les sites sont bien drainés à l'exception de CO6 qui, malgré l'ouverture de son couvert forestier, a un drainage 5, l'espèce dominante y est l'épinette noire.

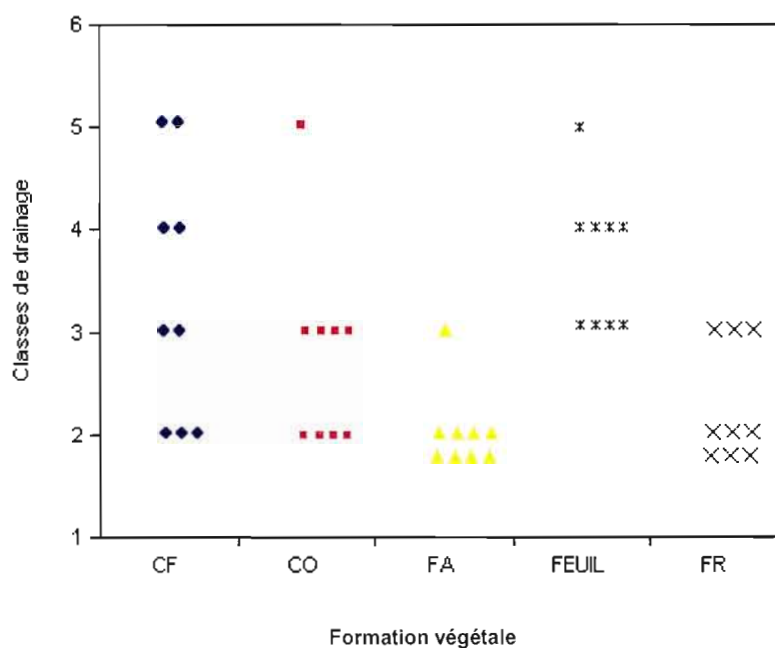


Figure 4.5 Classe de drainage par formation végétale

4.4 Accumulation de carbone dans les sols

Les variables écologiques ainsi que les propriétés physiques et chimiques des sols peuvent avoir une influence sur les accumulations de carbone organique (CO) dans les sols. La grande variabilité spatiale des stocks de C peut être attribuable à ces variables. Les résultats des stocks de C contenus dans les sols des 45 peuplements étudiés sont présentés et mis en relation avec les différents paramètres exposés à la section 4.3.

4.4.1 Stock de carbone organique

Les résultats obtenus montrent que les contenus en carbone organique varient au sein d'un même profil de sol (FH et minéral), entre les différents peuplements et entre les formations végétales. Les contenus totaux en C varient de manière significative entre les formations ($p = 0,001$) avec des stocks moyens variant de 6,1 (FR) à 13,4 kg C m⁻² (FEUIL).

Les sites FR et FA présentent les valeurs de C les plus faibles soit de $6,1 \pm 2,1$ et $6,3 \pm 1,8$ kg C m⁻². Les formations CF et CO ont des moyennes qui ne sont pas significativement différentes avec respectivement $12,2 \pm 5,6$ et $8,1 \pm 3,6$ kg C m⁻² (fig. 4.6).

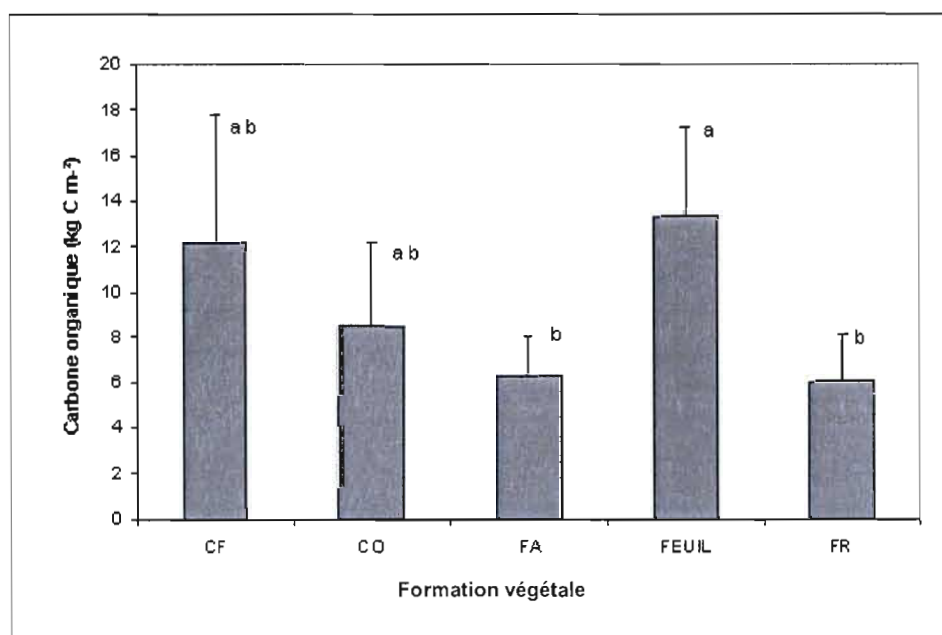


Figure 4.6 Quantités moyennes de carbone organique par unité de surface.

Selon les résultats de l'ANOVA, les formations associées à des lettres différentes ont des stocks de carbone significativement différents. D'après le test HSD de Tukey-Kramer, la différence est attribuable aux paires de moyennes suivantes, FR-FEUIL et FA-FEUIL. Les écarts-types sont importants pour les formations FEUIL et CF démontrant une dispersion des données par rapport à la moyenne (fig. 4.6). Le sol du site FEUIL1 contient 13,6 kg C m⁻² tandis que FEUIL 4 en contient près de trois fois moins, soit 4,9 kg C m⁻². La variabilité est aussi importante dans les sites de conifères fermés où les quantités de carbone varient de 15,4 dans CF8 à 3,2 kg C m⁻² dans CF9, soit cinq fois moins.

Les stocks de carbone organique sont plus élevés mais plus variables dans la couche organique. Les stocks de C les plus importants sont associés à la couche organique des

peuplements de feuillus avec une moyenne de $9,0 \text{ kg C m}^{-2}$ (tabl. 4.10). Les valeurs moyennes varient de $4,2 \pm 1,6$ (FR) à $9 \pm 4,3 \text{ kg C m}^{-2}$ (FEUIL). Les variations dans la couche minérale sont plus faibles allant de $1,8 \pm 1$ (FR) à $4,4 \pm 2,1 \text{ kg C m}^{-2}$ (FEUIL).

Tableau 4.10

Quantité de carbone organique pour les neuf sites de chacune des cinq formations végétales en kg C m^{-2} a) couche organique et b) couche minérale

Sites	CO	FA	CF	FR	FEUIL
<i>a) Contenu en carbone organique dans la couche organique</i>					
1	2,0	4,8	14,9	2,7	13,6
2	6,3	4,8	6,7	7,5	5,1
3	8,0	3,5	8,7	0,9	5,6
4	1,0	4,9	5,2	4,3	4,9
5	3,7	2,7	5,0	2,5	14,6
6	9,6	4,4	5,6	3,3	9,5
7	10,3	7,3	6,0	8,3	6,7
8	8,9	4,1	15,4	5,1	5,8
9	8,5	1,6	3,2	3,9	15,0
Moyenne	$6,5 \pm 3,4$	$4,2 \pm 1,6$	$7,9 \pm 4,4$	$4,3 \pm 2,4$	$9 \pm 4,3$
<i>b) Contenu en carbone organique dans la couche minérale</i>					
1	1,7	1,9	5,4	2,0	4,4
2	0,6	1,3	3,5	1,3	3,5
3	1,5	3,0	3,3	2,7	8,7
4	1,8	1,7	1,9	4,0	2,7
5	2,5	2,2	7,8	1,3	2,6
6	N/D	1,2	7,0	2,1	5,2
7	2,4	3,2	1,4	0,7	5,9
8	2,7	0,6	6,3	0,8	4,3
9	2,4	3,2	2,8	1,5	2,2
Moyenne	$1,9 \pm 0,7$	$2 \pm 0,9$	$4,3 \pm 2,3$	$1,8 \pm 1$	$4,4 \pm 2,1$
TOTAL	$8,1 \pm 3,6$	$6,3 \pm 1,8$	$12,2 \pm 5,6$	$6,1 \pm 2,1$	$13,4 \pm 3,9$

4.4.2 Âge des peuplements et carbone

L'âge des peuplements ne semble pas influencer les quantités de carbone contenues dans les sols puisqu'aucune relation ne se dessine entre ces deux variables (fig. 4.7). Bien que certaines valeurs élevées de C soient associées à des peuplements plus âgés (CO6, CF1 et CF8), et qu'à l'inverse des peuplements jeunes enregistrent de faibles valeurs (FR3, FR1 et CO1), le coefficient de corrélation entre ces deux variables demeure faible ($R^2=0,28$). L'âge des peuplements des formations FR et FA ne présente pas une grande diversité alors que les quantités de C varient significativement de 11,6 pour la formation FR et 6,9 kg C m⁻² pour la formation FA. Les peuplements de la formation FEUIL sont en moyenne plus jeunes (33 ans) que ceux des formations CO et CF (76 et 52 ans) mais ils présentent des valeurs de carbone plus élevées, soit 14,6 kg C m⁻² comparativement à 12,2 et 13,3 kg C m⁻² (CF).

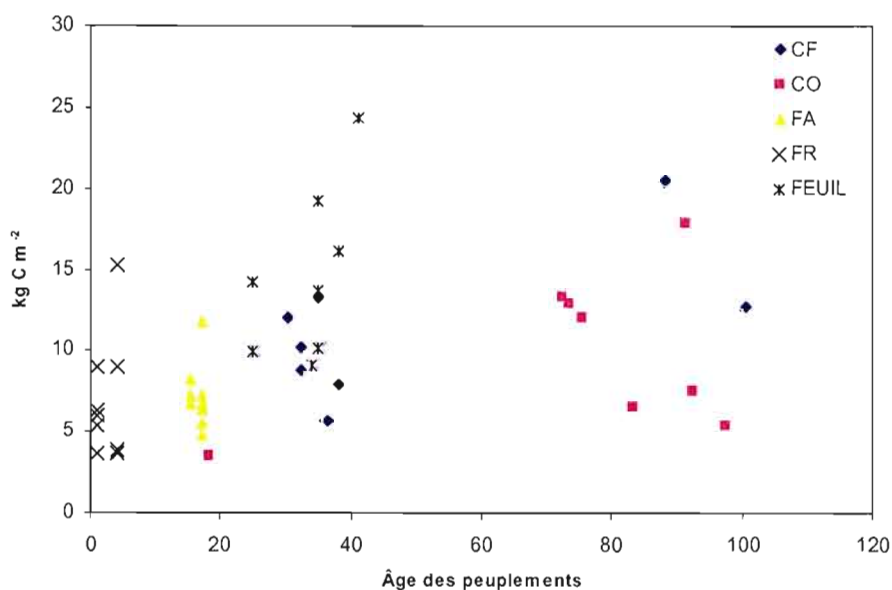


Figure 4.7 Relation entre l'âge des peuplements et les stocks de carbone des sols

La figure 4.7 montre que les peuplements d'une même formation végétale appartiennent sensiblement aux mêmes classes d'âge mais possèdent toutefois des stocks de C variables d'un site à l'autre. Ceci contribue à créer des nuages de points verticaux qui ne tendent pas vers une linéarité.

4.4.3 Dépôt et carbone

La figure 4.8 présente les quantités moyennes de C contenues dans les horizons minéraux de chacun des sites par rapport aux classes de dépôts. Les stocks moyens de C des quatre classes de dépôts varient de 6,0 à 13,4 kg C m⁻². Les valeurs les plus faibles sont associées aux dépôts sableux (3,5 kg C m⁻²) et la moyenne la plus élevée se retrouve dans les loam limoneux (51,9 kg C m⁻²). Les dépôts de types LLi et LS présentent des valeurs moyennes similaires, soit de 13,4 et 13,2 kg C m⁻² respectivement alors que la valeur moyenne des dépôts de SL est 10,4 kg C m⁻². Les dépôts à texture grossière (SL et S) contiennent environ 25% moins de C que ceux à texture plus fine (LLi et LS). En considérant uniquement les valeurs moyennes, ces résultats montrent que les plus faibles quantités de C se trouvent dans les dépôts grossiers et inversement les plus élevées dans les dépôts fins. Les résultats de l'ANOVA démontrent que les moyennes ne sont pas significativement différentes ($p > 0,05$).

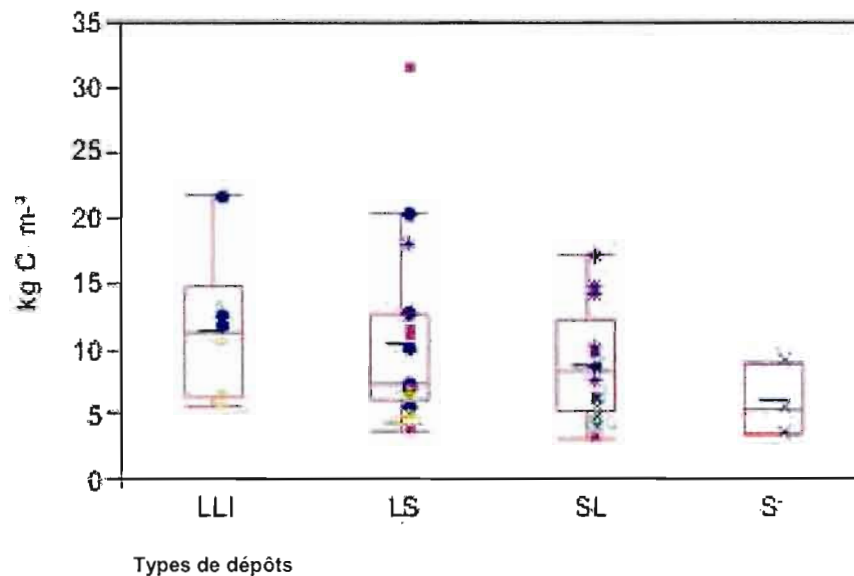


Figure 4.8 Stocks de carbone des sols par type de dépôt.

4.4.4 Épaisseur de l'humus et carbone

Dans la forêt boréale, la couche d'humus et les détritiques organiques du sol sont considérés comme d'importants réservoirs de carbone (Gower *et al.*, 1997). Une analyse de régression simple démontre une relation significative entre l'épaisseur d'humus et les stocks de carbone des différents peuplements ($R^2 = 0,54$ $p < 0,0001$) (fig. 4.9). Les épaisseurs moyennes les plus élevées sont associées aux peuplements d'épinettes noires dans la formation à canopée fermée ($15,4 \pm 6$ cm) et aux peuplements de peupliers faux-trembles ($3,8 \pm 6$ cm) dans la formation FEUIL. Les peuplements CF1 et CF8 sont des pessières à mousses dont l'humus excède 20 cm d'épaisseur et les stocks totaux de C sont de 20,3 et 21,7 kg C m⁻² respectivement. Les peuplements CF2 et CF3 possèdent des humus supérieurs à 10 cm mais ont des stocks totaux moindres, soient 10,2 et 12,0 kg C m⁻². Les formations FA et FR sont caractérisées par des horizons organiques peu épais et des stocks de carbone relativement faibles. Analysées séparément, les formations FEUIL et FA montrent une relation plus significative entre l'épaisseur d'humus et leur contenu en C, avec un coefficient de corrélation

de 0,8 et 0,7 respectivement. En considérant l'ensemble des sites, les résultats présentent une relation entre l'épaisseur de la couche organique et les stocks de C des sols. Il s'agit donc d'une variable à considérer dans l'explication du contenu en carbone organique des sols.

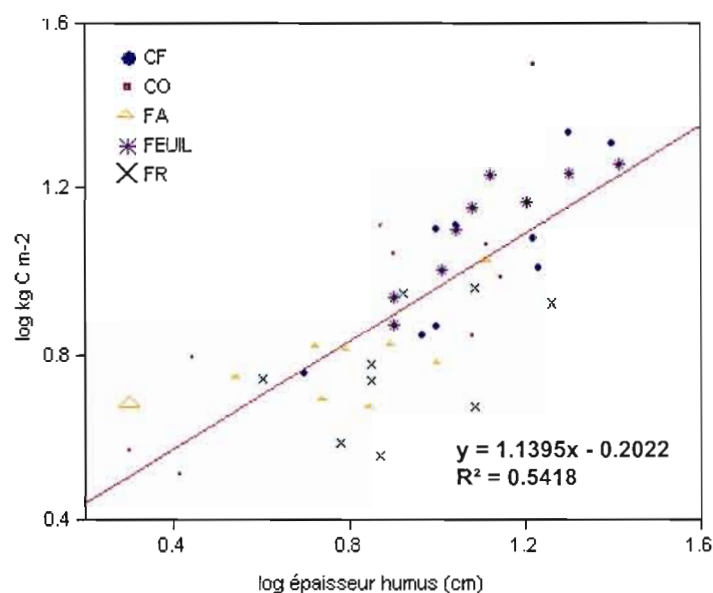


Figure 4.9 Relation entre l'épaisseur de la couche organique et les stocks de carbone des sols

4.4.5 Classes de drainage et carbone

Le drainage influence de manière significative les contenus en carbone des sols (Rapalee *et al.*, 1998). Les sites les mieux drainés (classes 2 et 3) ont les stocks de C les plus faibles et inversement les sites moins bien drainés sont associés aux quantités moyennes de C les plus élevées (fig. 4.10). Dans les sites à drainage 2 et 3, les moyennes des stocks de C sont de $6,5 \pm 0,8$ et $9,3 \pm 1$ kg C m⁻². Inversement, les sites à drainage imparfait et mauvais (classes 4 et 5) présentent des moyennes de $16,4 \pm 1,2$ et $20,8 \pm 2,2$ kg C m⁻². Cependant, les sites associés à ces classes sont inférieurs en nombre à ceux des classes bien drainées. Les moyennes des contenus en carbone des sites appartenant aux quatre classes de drainage sont significativement différentes ($R^2=0,78$ $p < 0,0001$). Les moyennes des classes 4 et 5 ne sont

pas significativement différentes l'une de l'autre, tandis que celles des autres groupes le sont (Test Tuckey-Kramer, Alpha :0,05). Les sites les mieux drainés contiennent donc des quantités moindres de carbone comparativement aux sites moins bien drainés. Les sites à drainage 4 et 5 sont majoritairement situés en bas de pente, ce qui peut aussi influencer les accumulations de carbone

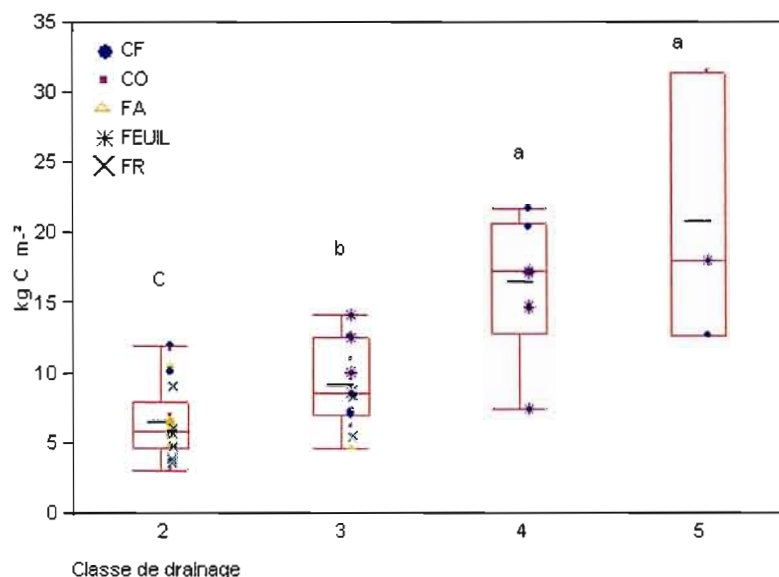


Figure 4.10 Stocks de carbone des sols par classes de drainage

4.4.6 Position par rapport à la pente

Le drainage des sols est associé de manière plus ou moins directe au type de dépôt et à la position par rapport à la pente. Il est essentiel de lier ces variables écologiques afin de bien comprendre les accumulations de carbone dans chacun des sites à l'étude. Le tableau 4.11 présente les dix sites où les stocks de carbone sont les plus importants et les dix autres où ils sont les plus faibles. Ces résultats montrent que les sites où les valeurs de carbone sont élevées se trouvent principalement en bas de pente où le drainage est lent (4 et 5). Inversement, les sites où les stocks de carbone sont les plus faibles sont situés en position

topographique de mi pente ou de sommet où le drainage est très bon (2 et 3). Les résultats de l'analyse de régression multiple montrent une grande corrélation entre les classes de drainage, la position topographique et les stocks de carbone. La position par rapport à la pente jumelée aux types de dépôts explique 65% de la variabilité des stocks de carbone ($p < 0,0001$).

Tableau 4.11

Stocks de carbone, position topographique, drainage et type de dépôt a) sites où les stocks de carbone sont élevés et b) sites où les stocks de carbone sont faibles

Sites	Carbone (kg C m ⁻²)	Classes de drainage	Dépôt	Position topographique
<i>a) Sites avec les stocks de carbone élevés</i>				
FEUIL1	51,9	5	LS	Bas pente
CO6	31,5	5	LS	Bas pente
CF8	29,4	4	LLi	Bas pente
FEUIL9	24,3	4	SL	Bas pente
CF1	20,4	4	LS	Bas pente
FEUIL5	19,2	4	SL	Bas pente
CO7	17,8	3	LS	Mi-pente
FEUIL6	16,2	4	SL	Bas pente
FEUIL3	14,2	3	SL	Bas pente
FR2	15,3	3	SL	Mi-pente
<i>b) Sites avec les stocks de carbone faibles</i>				
CO1	3,5	2	LS	Sommet
FR1	3,7	2	SL	Mi-pente
FR3	3,7	2	S	Sommet
FR5	3,8	2	SL	Sommet
FA9	4,8	2	LS	Sommet
CO4	5,3	2	SL	Mi-pente
FR9	5,4	3	S	Mi-pente
FA5	5,5	2	SL	Mi-pente
CF9	5,7	2	LS	Mi-pente
FR8	5,9	2	SL	Mi-pente

4.4.7 Retombées de litière et stock de carbone

Les retombées de litière sont l'une des principales sources de carbone organique dans les sols forestiers et la décomposition de cette litière fait partie des processus qui déterminent les quantités de carbone stockées dans l'humus (Berg *et al.*, 2001). Comme mentionné à la

section 4.3.2 (voir p.79), la production de litière est contrôlée par la productivité végétale des sites et conséquemment par les espèces d'arbres. La figure 4.11 présente la relation entre les apports annuels de litière des cinq sites de référence et les quantités moyennes de carbone mesurées dans les neuf sites de chacune des formations végétales. Ces résultats considèrent que les sites de références sont représentatifs des neuf sites de chacune des formations végétales.

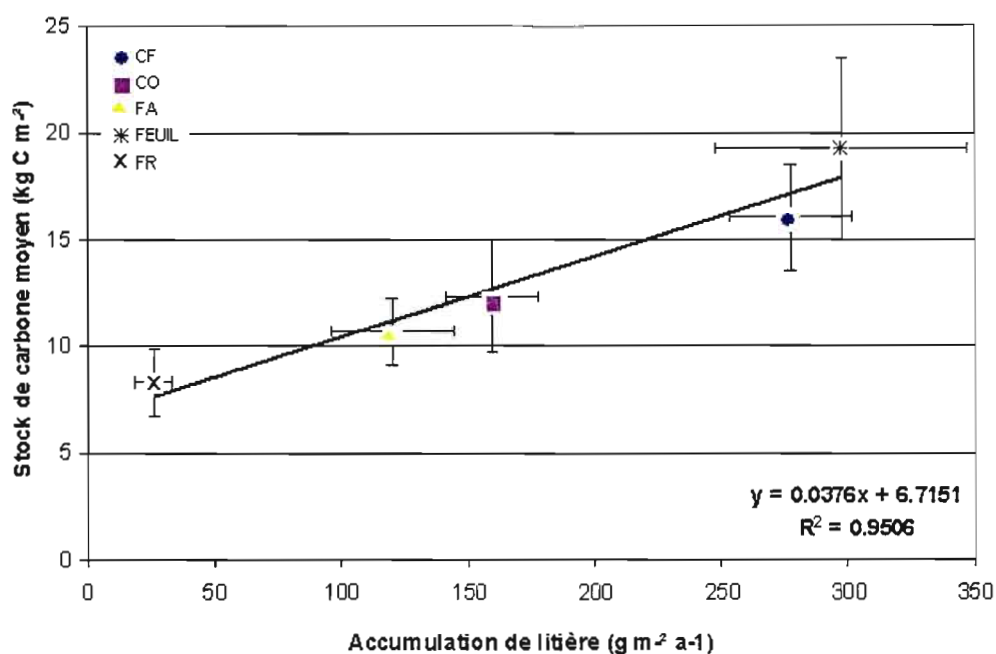


Figure 4.11 Relation entre les stocks moyens de carbone des sites et les retombées annuelles de litière

Il existe une relation significative entre les stocks de C organique dans les sols et les accumulations annuelles de litière ($R^2=0,95$). À travers un gradient d'accumulation de litière variant de 26,1 à 297,9 g m⁻² a⁻¹, les stocks totaux de carbone organique des sols varient de 8,3 à 19,3 kg C m⁻². Les formations FEUIL et CF ont des retombées annuelles de litière supérieures à 250 g m⁻² et des stocks de C moyens supérieurs à 15 kg C m⁻². Ces sites sont

également caractérisés par une plus grande densité végétale par rapport à l'ensemble des formations et possèdent d'autres caractéristiques abiotiques explicatives comme un mauvais drainage et des dépôts fins. Inversement, les sites de feux récents et feux anciens présentent une faible densité végétale et leurs accumulations annuelles de litière sont inférieures à $150 \text{ g m}^{-2} \text{ a}^{-1}$, les stocks de carbone y sont aussi les plus faibles. Il faut cependant noter que les résultats des valeurs de litière ne proviennent que d'un seul site de référence alors que les valeurs moyennes de carbone proviennent des 45 sites étudiés. Lorsqu'on fait le calcul, la relation entre l'accumulation de litière et les stocks de carbone des sites de références est moins forte que celle démontrée à la figure 4.11 ($R^2=0,62$) mais la tendance demeure la même $\text{FEUIL} > \text{CF} > \text{CO} > \text{FA} > \text{FR}$.

4.4.8 Cartographie des stocks de carbone

La carte présentée à la figure 4.12 illustre la distribution des valeurs de carbone moyennes associées aux cinq types de formations végétales pour la région à l'étude. Ces formations occupent plus de 67% du territoire, le reste étant composé de lacs et rivières, sols non forestiers (rocheux) et milieux humides. Les résultats montrent que même si les formations FEUIL et CF possèdent les valeurs moyennes de carbone les plus élevées, celles-ci ne couvrent que 6% de la superficie du territoire forestier. Les formations CO et FA sont les mieux représentées avec des superficies de 27% chacune (fig. 4.12 et tabl. 4.12). Elles contiennent cependant des valeurs de carbone moindres. En raison du rôle important joué par les feux dans la région, les sites les mieux représentés sont ceux en régénération après feux anciens et récents (FA et FR : 34,6%). En jumelant les stocks de carbone à la superficie qu'occupe chacune des formations végétales, CO et FA contiennent à l'échelle de l'ensemble du territoire les stocks totaux de carbone les plus importants avec respectivement $8,2 \times 10^6$ et $6,0 \times 10^6$ tonnes de carbone (tabl. 4.12). Les formations CF et FEUIL n'en contiennent que $0,3 \times 10^6$ et $2,5 \times 10^6 \text{ t C}$ respectivement.

Tableau 4.12

Superficie des cinq formations végétales et stocks de carbone total

Formations	Superficie		Stock de carbone moyen t C km ⁻²	Carbone total (pour le territoire étudié)
	km ²	% du territoire		t C total
CO	974	27	8460 ± 4600	8,2×10 ⁶
CF	26	1	12180 ± 5630	0,3×10 ⁶
FEUIL	189	5	13360 ± 3900	2,5×10 ⁶
FA	973	27	6260 ± 1800	6,0×10 ⁶
FR	272	8	6100 ± 2100	1,7×10 ⁶
Total secteur*	2464	67,6	46360	18,7 ×10⁶

* Valeurs totales pour l'ensemble de la région à l'étude, toutes formations végétales confondues

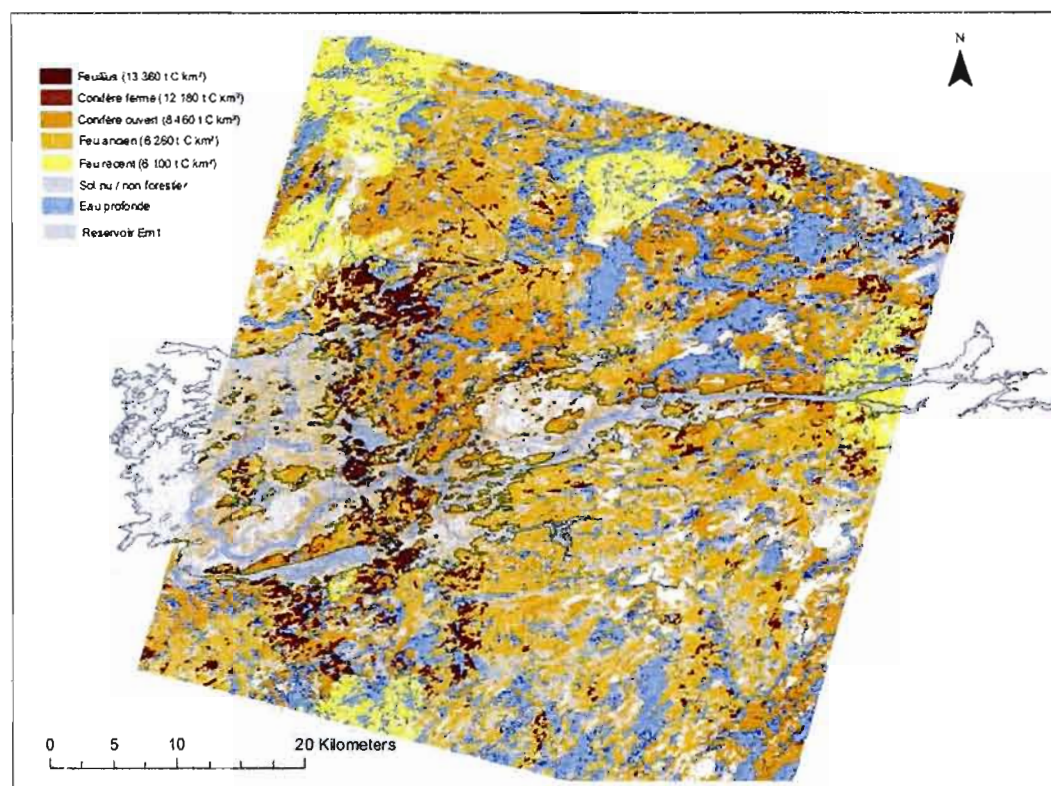


Figure 4.12 Carte des cinq formations végétales et stocks de carbone associés pour la région d'étude.

4.4.9 Autres analyses

Les régressions entre les stocks de carbone (kg C m^{-2}) dans la couche organique et les propriétés chimiques des sols, % de cellulose, % de C insoluble à l'acide ainsi que % de MO sont toutes ressorties comme étant non significatives ($p > 0,005$). La relation avec la capacité d'échange cationique est significative, mais le coefficient de corrélation est très faible ($R^2=0,18$ $p > 0,003$). Dans la couche minérale, la relation entre le stock de carbone et la concentration en matière organique est significative ($p > 0,0004$), mais le coefficient de corrélation est très faible ($R^2= 0,26$) tout comme la relation entre carbone et CEC ($R^2= 0,21$ $p > 0,0015$).

CHAPITRE V

ARTICLE

Cet article présente les résultats d'incubations en microcosme effectuées afin de déterminer si les réservoirs de carbone labile des différentes formations végétales sont significativement différents et de qualifier la réactivité de ces réservoirs à une augmentation de la température. Les travaux de recherche (travail de terrain, travail de laboratoire, analyses statistiques et rédaction) qui ont conduit à l'écriture du présent article ont été effectués presque entièrement par le premier auteur. Les co-auteurs ont principalement participé à la correction et à l'élaboration de la problématique de recherche. Cet article a été soumis à la revue *Ecosystems*. Les acronymes anglais des cinq formations végétales sont les suivants, DEC pour la formation feuillue, CC pour conifère à canopée fermée, OC pour conifère à canopée ouverte, 17YB pour les feux anciens et 2YB pour les feux récents.

Soil carbon stocks and soil carbon quality in a boreal landscape, James Bay, Quebec

Jessica L. Banville,^{1,2} David Paré^{3*} and Michelle Garneau^{1,2}

¹*Département de Géographie, Université du Québec à Montréal, Montréal, Québec, Canada H3C 3P8;* ²*GEOTOP UQAM-McGill, Université du Québec à Montréal, Montréal, Québec, Canada H3C 3P8;* ³*Natural Resources Canada, Canadian Forest Service, Laurentian Forestry Centre, Québec, Québec, Canada G1V 4C7*

ABSTRACT

While boreal forests contain large amounts of soil carbon (C), the variability of these stocks and of their decomposability across a landscape is poorly known. As part of a multidisciplinary project on C dynamics of the ecosystems characterizing the Eastmain Region Watershed (James Bay, Quebec), the objective of the present study was to determine the relationships between soil C stocks and soil organic matter quality among the main upland regional vegetation types identified by remote sensing. Closed canopy deciduous or coniferous vegetation types tended to have greater C stocks both in the mineral and organic layers than the other more open canopy vegetation types. Soil organic matter quality, as determined by the specific rate of evolved C upon a long-term incubation, was relatively homogeneous between vegetation types. Similarly, the rate of changes in soil heterotrophic respiration with increasing temperature (Q_{10}) was within a narrow range. Total soil C stocks explained a large proportion of the variability in either labile carbon stocks or estimated summer soil heterotrophic respiration (partial R^2 of 0.74 and 0.71, respectively) while soil organic matter quality explained a modest proportion of these parameters (partial R^2 of 0.18 and 0.12, respectively). The homogeneity of soil organic matter quality across the vegetation types found in this landscape could be due to a positive relationship between C cycling rates and the capacity of soils to store C. The small variability in soil C quality could help simplify the modelling of soil C fluxes in this environment.

Key words: soil C cycling; boreal forest; soil organic matter quality; scaling; landscape.

5.1 Introduction

Boreal forests and their associated peatlands are considered as the largest terrestrial carbon (C) reservoir of the planet (IPCC 2001), mostly because of their important surface area (approximately $14 \times 10^6 \text{ km}^2$) and their large soil C densities. Canadian boreal forests have been considered as a large net C sink since the last deglaciation. However, recent studies suggest that terrestrial C sinks are weakening (Canadell and others 2007), and current changes in disturbance regimes (Le Goff and others 2008) could significantly affect this equilibrium by allowing boreal forests to shift from a sink to a small net source of C (Kurz and Apps 1999; Kurz and others 2008). Moreover, this biome is among the ones that are expected to experience some of the greatest climate change over the next century (Bhatti and others 2003), which could lead to a significant impact on the global C cycle (Kurz and others 2002) because of a potential increase in soil respiration and enhanced forest fire activity (Flannigan and others 1998). These changes could lead to a positive feedback in the global C cycle (Cox and others 2000; Knorr and others 2005). Nevertheless, the maintenance of soil C reservoirs given the possibility of a warmer climate is still a matter of debate (Kirschbaum 2006) with some studies concluding to greater net C losses (Bellamy and others 2005) while others conclude to increased C storage (Liski and others 1999).

The dynamics of soil organic matter are generally depicted by pools with different turnover rates. The representation of soil organic matter dynamics with a unique decomposition rate or a single C pool generates incorrect estimates, mostly an underestimation of the short-term response and an overestimation of the long-term response of change in C input and output (Trumbore 2000). The most active pools represent a small proportion of the total soil C stock but are responsible for most of the C fluxes (Paul and others 2001). These labile pools are clearly reactive to temperature changes and should be responsible for most of the changes in evolved soil C in relation to climate change (Melillo and others 2002; Davidson and Janssens 2006). Decomposition of recalcitrant organic matter is also very sensitive to temperature but because of its very small contribution to soil respiration and the lack of knowledge concerning the relationship between temperature changes and carbon stabilization processes, it is believed that losses from these reservoirs would occur very slowly (Davidson and Janssens 2006).

Accumulation of organic C in soils and the proportion of C allotted to soil C pools with different turnover rates tend to vary with vegetation types (Gower and others 2001; Bhatti and others 2002; Yu and others 2002), but this has rarely been quantified by empirical methods. These variations are linked to different factors, including litter quality variation with forest composition (Paul and others 2002), climate (Trumbore and others 1996), soil texture and types of minerals (Torn and others 1997; Côté and others 2000), drainage, and topography (Parton and others 1987). Moreover, apart from modelling approaches, only a few studies have investigated the variability in soil organic C content and quality among the different vegetation types covering a boreal landscape (e.g. Ladegaard-Pedersen and others 2005; Borken and others 2002). Labile soil organic matter is loosely defined and estimates of its importance may vary considerably due to the lack of a standardized methodology (long-term incubation, acid hydrolysis, light and heavy fractions, etc.) (Paul and others 2006). Nevertheless, McLauchlan and Hobbie (2004) stipulated that these methods are relatively well correlated among themselves and, in the present experiment, long-term incubation was chosen to determine the active C pool as in other studies (Dalias and others 2001; Paré and others 2006; Rey and Jarvis 2006).

This study is a part of a multi-disciplinary project which aims to determine the CO₂ budget from natural boreal ecosystems before and after impoundment of a hydroelectric reservoir (Eastmain-1). As part of this project, the main objective of the present study was to determine whether the five main regional vegetation types identified by remote sensing from Spot imaging (Grenier and others, personal communications) represent homogeneous units in terms of soil carbon stocks, lability and reactivity to temperature change. The defined parameters were also used to estimate field rates of heterotrophic soil respiration during the summer period.

5.2 Methods

5.2.1 Study area and sites description

The study was conducted in the Eastmain River Watershed in the James Bay lowland (fig.5.1), northern Quebec (51°56'-52°20'N, 75°05'-76°10'W), at the limit of the *Picea mariana*–feathermoss and *Picea mariana*–lichen bioclimatic region (Robitaille and Saucier 1998). The study area covers nearly 2500 km² and 24% of this territory is now occupied by a hydroelectric reservoir of 603 km² created in 2005 (fig. 5.1). Annual average temperature is -2.4°C and precipitation reaches 930 mm per year. The region is punctuated by numerous lakes and undulating hills (max. 175 m ASL) from Precambrian bedrock and superficial deposits originating from the last Wisconsinian glaciation. These quaternary deposits are mainly from glacial, lacustrine and alluvial origins and are characterized by their coarse texture and thinness (Appendix 1). Soils are classified as Regosol, Organic, Humo-ferric and Ferro-humic Podzol (CSSC 1987). A thick organic layer has developed because of the soil's acidic conditions (pH<5) and the cold and humid climate. All studied sites are characterized by a distinct drainage ranging from well to poorly drained, and a soil texture varying from loamy sand to loamy silt. Vegetation is mostly dominated by coniferous species with a forest floor covered by bryophytes and lichens. Fire is the main disturbance that drives the vegetation dynamics in the region. Open vegetation due to poor post-fire forest regeneration is common in this area (Payette and others 2000).

The forest type classification was done by Grenier and others (2005, personal communications) using Spot image. According to this classification, five major vegetation types have been identified: (i) coniferous–closed canopy (CC), (ii) coniferous–open canopy (OC), (iii) deciduous (DEC), (iv) 2-year-old burned forest (2yB), and (v) 17-year-old burned forest (17yB). The second type, open canopy coniferous forest (OC), is common at this latitude due to frequent forest regeneration failure caused by complex climate-fire-insect interactions (Payette and other 2000). Black spruce (*Picea mariana* Mill. B.S.P.) and jack pine (*Pinus banksiana* Lamb.) have been incorporated into coniferous classes because it was not possible to distinguish these stands on the satellite images. The closed canopy sites were poorly drained with a thick organic matter layer. Soil texture is composed of more than 50%

sand. Forest floor in CC is dominated by *Pleurozium schreberi* and some *Sphagnum* spp. patches while lichens such as *Cladina* spp. are dominant in OC, where deposits are mostly sandy with a rapid water evacuation. Open canopy is dominated by jack pine and deciduous stands are predominantly composed of trembling aspen (*Populus tremuloides* Michx.) while white birch (*Betula papyrifera* Marsh.) has been identified sporadically. These sites are predominantly located on low slopes and are poorly drained. Peatlands (peatbog and forested peatland) have been excluded from the studied territory with remote sensing from Spot imaging (Grenier and others, personal communications) mostly because these ecosystems do not present the same carbon processes and dynamics. They however cover almost 10% of the territory. Aboveground litterfall was collected twice in 12 wood litter traps of 0.7 m² at each reference sites over a period of one year (g m⁻² yr⁻¹).

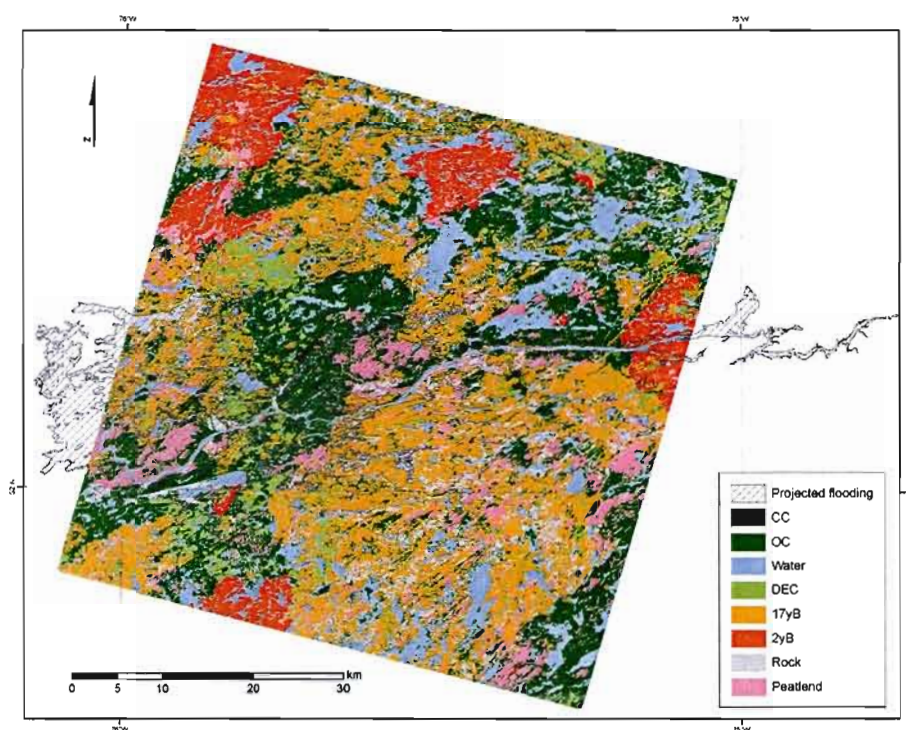


Figure 5.1 Map of the vegetation types identified with Spot images as well as localisation of the projected flooded area on the Eastmain River Watershed, James Bay, Quebec, Canada.

5.2.2 Soil sampling and preparation

Soils were sampled in July 2007 from five stands in each of the five vegetation types for a total of 25 sampled stands. Five sampling sites per vegetation type were chosen within the polygons of each vegetation type determined from the Spot image based on their accessibility and representativeness. In each of these types, one reference site (no. 1) was chosen for detailed analysis. At four sampling points in each plot of 10 m \times 10 m, the organic layers (FH) were collected with a (10 cm \times 10 cm) template and the mineral soil was sampled with a 5 cm diameter metal pipe to a depth of 20 cm. It was not possible to sample at a greater depth because of the abundance of rocks and because of soil thinness. Nevertheless, soil depth was measured and only the closed forest had an average mineral soil depth exceeding 20 cm, with an average depth of 22 and 25 cm for CC and DEC, respectively, while it was 16, 16 and 19 cm deep in 2YB, 17YB and OC, respectively. Soil samples were composed of layers (organic and mineral soil) at each site. Once sampled, soils were maintained at 4°C in a cooler until processing in the laboratory. Coarse fragments (woody debris, roots and rocks) were removed by hand in order to preserve soil structure. Organic and mineral soil samples were gently sieved at 6 mm and 4 mm, respectively, for the incubation experiment (Paré and others 2006; Rey and Jarvis 2006). Sub-samples were further air-dried and sieved at 2 mm for other conventional physical and chemical analysis, while they were finely ground for CN, CEC and Fe-Al determinations.

Soil temperature used for modelling heterotrophic respiration was measured every hour in each reference site for the period going from June 6 to October 4 with two dataloggers (Thermocron® and iButtons® ds191Z-F5) buried at 10 cm in the mineral soil for CC and 17YB. Soil temperature for OC, DEC and 2YB have been measured monthly by a soil thermometer at the same depth and compared with these obtained by the dataloggers by linear regression ($R^2=0.83$, $P<0.0001$). Then the daily temperatures have been extrapolated using the dataloggers measurements with the universal krigging method with ArcGIS (version 9.2). Mean daily temperatures at each site were used for the computation.

5.2.3 Laboratory analysis

Samples were analyzed for their carbon and nitrogen contents using a Leco CNS 2000 (Leco Corporation, St. Joseph, MI). Non-hydrolyzable C content was determined by the acid hydrolysis technique using 6M HCl to reflux the material at 116°C for 16 h (McLauchlan and Hobbie 2004), and the concentration of cellulose in organic material was determined using the method of Macfarlane and others (1999). Cation exchange capacity (CEC) was determined by summing up exchangeable cations (Carter 1993) extracted with 0.1 M BaCl₂, which were analyzed by atomic absorption spectrophotometry. The pH was determined both in water and in 0.5 M CaCl₂ using a PHM82 pH meter (Radiometer Copenhagen) (Carter 1993). Soil texture was determined by humid sieving (Hoey 2004) coupled to a laser diffraction using a sedigraph (Analysette 22, Fritsch Laborgeräte), while bulk density was measured after drying at 105°C.

5.2.4 Incubation

The incubation experiment was mostly based on the method described by Paré and others (2006). Seventy microcosms were prepared: 50 microcosms were incubated at 29°C (25 sites × 2 soil layers) and 20 additional microcosms from the five reference sites only were incubated at two additional temperatures (2 and 14°C) (5 sites × 2 layers × 2 temperatures). Fifty grams of dry weight equivalent of mineral soil and 8 g of organic material at 100% WHC were placed into 100 ml plastic containers which bottom was filled with glass wool. These containers are perforated to facilitate evacuation during leaching with K₂SO₄ 0.005M and humidification. These manipulations make it possible to maintain soil humidity and remove residuals from decomposition during the incubation period. Microcosms were placed in glass jars and incubated in growing chambers at a constant humidity level for 164 days. Samples were submitted to high temperatures in order to obtain in adequate delay the proportion of readily mineralizable C (Dalias and others 2001; Rey and Jarvis 2006). Jars were kept open to maintain aerobic conditions except during CO₂ measurement when they were hermetically closed to let CO₂ accumulate. Moisture contents in the samples incubated at 29°C were monitored by weighing the entire microcosm and by adding deionized water

(Milli-Q) to the soil. This humidification operation, as well as leaching, was conducted twice a month for the duration of the experiment.

5.2.5 Carbon mineralization measurements

Carbon mineralization was measured every week for the first month and then once a month until the end of the experiment. Nine periods of measurements were conducted during which the rate of mineralization was calculated as the CO₂ efflux emitted during 24 hours. For each microcosm, 10 ml were collected with a needle and a syringe from the closed jar through a septum made in the lid and gas concentrations were measured with a Li-COR LI-6200 (LI-COR® Application Note #121). Evolved CO₂ from each microcosm was calculated according to Paré and others (2006) and the mineralized C expressed as mg (C) per g of initial soil C was calculated by the following equation:

$$C_m = C_{m-1} + (R_p + R_{p-1})/2 * (D - D-1)$$

where C_m is mineralized C (mg C-CO₂ g⁻¹ C_{org}), R is the daily respiration rate (mg C-CO₂ g⁻¹ C_{org} d⁻¹), p is the incubation period (1 to 9), and D is the day when the incubation was started. The C mineralization rates are expressed as $\mu\text{g CO}_2 \text{ g}^{-1} \text{ C}_{\text{org}} \text{ h}^{-1}$.

5.2.6 Data analysis

The cumulative curves of mineralized C were fitted to a first-order kinetic model proposed by Stanford and Smith (1972). This model is used in order to estimate the labile fraction of C and the rate at which it is mineralized. This model estimates a unique pool of labile C in which the mineralization rate depends on the temperature. Cumulative mineralized C at the three incubation temperatures was calculated separately for organic and mineral layers and fitted to the following model:

$$C(t) = C_0 (1 - e^{-kt})$$

where $C(t)$ is the cumulative C mineralized at the end of the incubation experiment (mg C g^{-1} initial C), C_0 is the labile fraction, and thus the potential mineralizable C ($\text{mg C g C}_{\text{org}}^{-1}$), k (d^{-1}) is the constant release rate for the mineralization of C, and t is time. For the reference sites only, mineralization curves from the three temperatures of incubation were used to estimate a Q_{10} value expressing the change in the rate of mineralization (K) with temperature change as follow:

$$k = k_{ref} ((Q_{10_k})^{(T-T_{ref})/10})$$

The experimental data were fitted to the model through the non-linear mixed procedures in SAS (proc non-linear mixed, SAS Institute Inc., Cary, NC). Because C_0 and K are both influenced by temperature and site and are often correlated, the product of $C_0 \cdot K$ represents a better estimate of labile C than these parameters used independently.

5.2.7 Statistical analysis

Differences between vegetation types were analyzed by one-way ANOVAs and the Tukey-Kramer test was used to detect significant differences between each pair of variables. Carbon stocks and mineralized carbon were log-transformed to meet the assumptions of normality and homogeneity of variance. The relationship between SOC_{tot} and forest floor was examined through a simple linear regression. Non-parametric Spearman correlation was used to identify the effect of soils' chemical and physical properties on respiration rates. All statistical analyses were performed using JMP version 7.0.1 (SAS Institute Inc., Cary, NC).

5.2.8 Estimation of soil heterotrophic respiration

Soil heterotrophic respiration rates for each site were estimated for the June 8 to October 4 period during which soil temperature information was available. Briefly, the labile C pool and its rate of mineralization at 29°C were derived from total soil C pool estimates and from the equation-derived parameters for each site, while changes in the rate of C mineralization of

the labile pool with changes in temperature (Q_{10}) as well as the soil temperature data came from the reference sites only. It was assumed that soil heterotrophic respiration came from the labile pool only and that the continuous production of litter and exudates replaced the evolved labile C on a daily basis such that C_o remained constant.

5.3 Results

5.3.1 Soil organic carbon stocks

Estimated soil organic C content in the combined forest floor and 0-20 cm mineral soil ranged from 6.15 to 17.79 kg C m⁻² (fig. 5.2). Burned site types (2yB, 17yB) had the lowest values followed by open conifer (OC), closed conifer (CC) and deciduous (DEC) forest types. Significant differences were however only found between the two burned types and the deciduous forest type ($P < 0.001$). High C contents in the organic layer corresponded to high ones in mineral soil. Despite the fact that closed forest types contained on average about twice the amount of C in the organic layer than the other types, no significant differences were found between vegetation types at the 5% threshold ($P = 0.1391$). The C contents in the mineral soils were significantly different ($P = 0.027$) between vegetation types, with broadleaf forests (DEC) showing significantly higher values than the 17yB type (fig 5.2). As for the organic layer, the average C contents in the closed forests were higher than those in the open types, although these differences were not significant for most comparisons of paired sites.

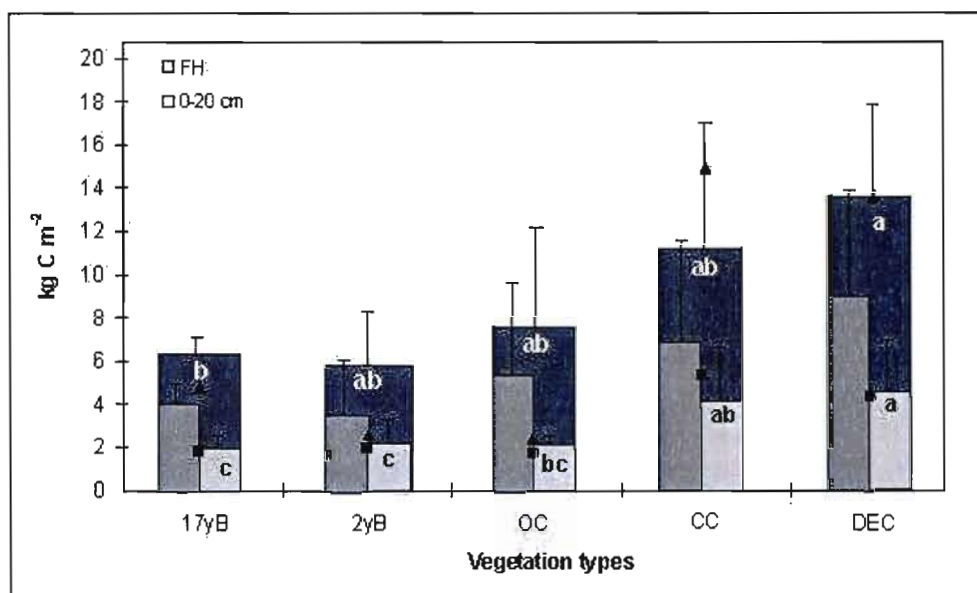


Figure 5.2 Total mean soil organic C (kg C m^{-2}) in humus and mineral layer (0-20 cm) for each forest type. (Error bars represent the standard deviation from the mean. Black triangles and squares correspond to the C value in organic and mineral soils, respectively, associated with the reference sites. Bars labelled with different letters differ significantly (One-way ANOVAs: $P > 0.005$)).

5.3.2 Labile carbon

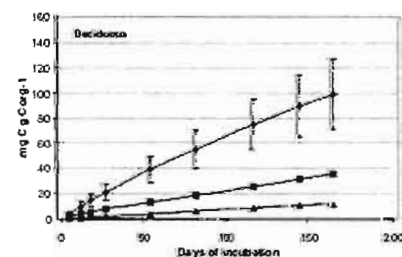
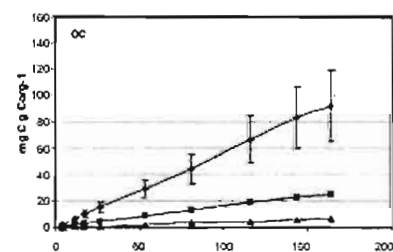
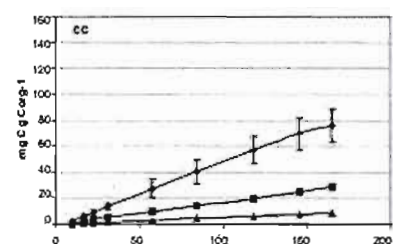
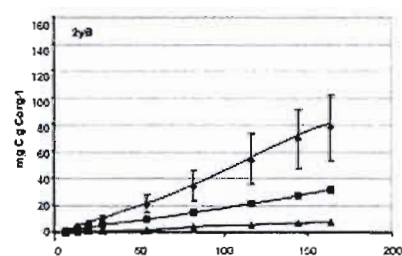
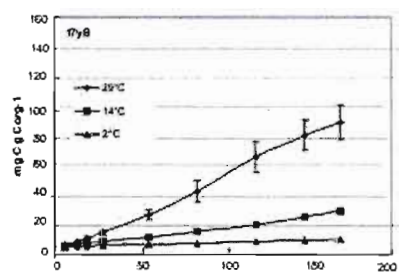
Labile C can be estimated by deriving daily cumulative specific mineralization rates (Co K) from the non-linear equations or simply by considering cumulative specific C mineralized at the highest temperature of incubation (Paré and others 2006). For both soil layers, the cumulative specific C mineralized at the highest incubation temperature (29°C) (tabl. 5.1; fig. 5.3) showed little variability across vegetation types and differences were not significant between vegetation types (FH: $P=0.6208$, $R^2=0.1236$; mineral soil: $P=0.8478$, $R^2=0.0701$). In the forest floor, results ranged from 76 ± 12 to $99 \pm 28 \text{ mg C g C}_{\text{org}} \text{ total}^{-1}$, and in mineral soils they ranged from 49 ± 25 to $62 \pm 19 \text{ mg C g C}_{\text{org}} \text{ total}^{-1}$. The percentage of cumulative evolved C was more important in the organic layers than in the mineral soil. The main effects of

vegetation type on respiration rate accounted for 12 and 7% of the variance in FH and mineral soil layers, respectively. Values are averages and standard deviation of the five replicated sites per vegetation type except for CO^*K (14°C), CO^*K (2°C), and Q_{10} , which are parameters derived for the reference sites only. C_{min} are cumulative amounts of evolved CO_2 during the full incubation (164 days). C_0 is the estimated labile pool of C and $k(29^\circ C)$ is the daily rate of mineralization of this pool at 29°C, while Q_{10} expresses the variation in the rate of mineralization with a change in temperature. Co^*K is estimated for each incubation temperature and represents the specific rate of carbon respired per day ($mg\ C\ g^{-1}C_{org}\ day^{-1}$). Vegetation type averages followed by similar letters are not significantly different at the 5% level.

Table 5.1 Values of the parameters estimated from the laboratory incubation.

Parameter	17yB	2yB	OC	CC	DEC	(P)
FH						
$C_{min(29^{\circ}C)} (mgCg^{-1}C_{tot})$	91 ± 13	81 ± 25	92 ± 27	769 ± 12	99 ± 28	0.62
$C_{min(29^{\circ}C)} (mg C m^{-2})$	368 ± 81	272 ± 164	347 ± 164	519 ± 313	638 ± 268	0.11
$k(29^{\circ}C)$	0.0007 b	0.0010 b	0.0017 b	0.0024 ab	0.0042 ab	0.004
$C_0 * K (29^{\circ}C)$	0.50 ± 0.09 c	0.47 ± 0.12 c	0.65 ± 0.22 ab	0.54 ± 0.15 bc	0.74 ± 0.24 a	0.02
(14°C)	0.13	0.15	0.16	0.15	0.22	
(2°C)	0.04	0.05	0.04	0.06	0.08	
Q_{10}	2.6	2.6	3.1	2.3	2.3	
0-20 cm						
$C_{min(29^{\circ}C)} (mgCg^{-1}C_{tot})$	54 ± 18	63 ± 19	55 ± 10	50 ± 25	55 ± 18	0.84
$C_{min(29^{\circ}C)} (mg C m^{-2})$	102 ± 37 c	127 ± 38 bc	114 ± 15 bc	210 ± 56 ab	236 ± 101 a	0.002
$k(29^{\circ}C)$	0.0024	0.0018	0.004	0.0033	0.0034	0.68
$C_0 * K (29^{\circ}C)$	0.38 ± 0.21	0.44 ± 0.14	0.45 ± 0.09	0.45 ± 0.36	0.47 ± 0.24	0.89
(14°C)		0.08	0.12	0.13	0.15	
(2°C)		0.03	0.04	0.05	0.02	
Q_{10}	2.1	2.6	2.2	2.2	2.8	

a) FH



b) 0-20cm

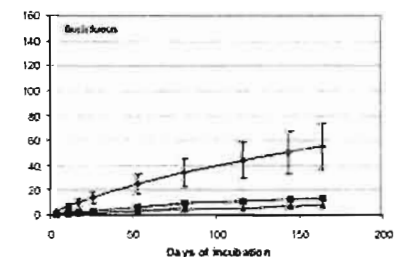
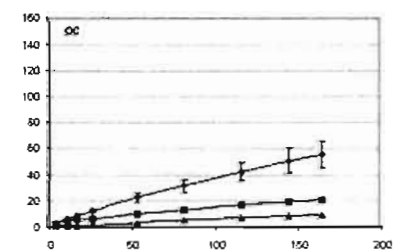
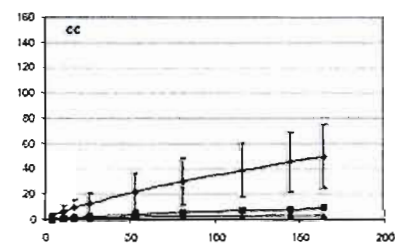
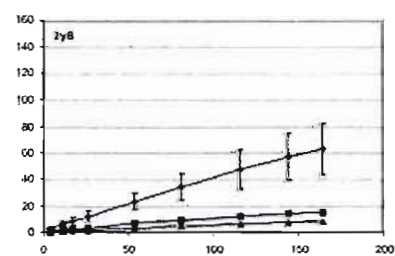
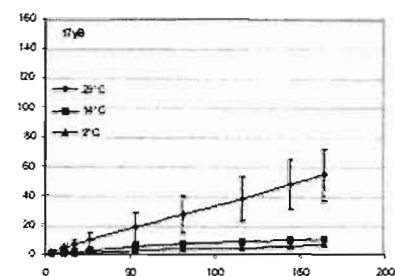


Figure 5.3 Carbon mineralization rates ($\text{mg C g C}_{\text{tot}} \text{ d}^{-1}$) during the course of a 164-day incubation in a) the organic layer and b) the mineral layer, for each forest type. Error bars represent the standard deviation from the mean for the 29°C incubation while values for other incubation temperatures are for the reference sites only.

The results of the first-order kinetic model of the reference sites are presented in Table 1. The product of $\text{Co} \cdot K$, expressed as initial C weight per day ($\text{mg C g}^{-1} \text{ C}_{\text{org}} \text{ day}^{-1}$), illustrates the portion of the total C that is mineralized on a daily basis because Co is the fraction of labile C and k is the daily rate of mineralization of this fraction. Because these two parameters are inversely correlated, it can be misleading to interpret them individually. The daily rate of C mineralization ($\text{Co} \cdot K$) showed significant differences between site types in the organic layer only, with the DEC and OC types showing the highest values and the two burned sites the lowest, while CC was intermediate (tabl 5.1).

The different chemical parameters of the soils that were determined, namely pH, acid hydrolyzable and % of cellulose, C/N ratio and clay content (%), were not correlated with mineralization rates (Appendix 1) and were not significantly different ($P > 0.05$) between vegetation types.

The Q_{10} values were determined for the reference sites only. These values ranged from 2.3 to 3.1 for the organic layer and from 2.1 to 2.8 for the mineral soil. A closer look at the data indicates that the amount of cumulative mineralized C varied significantly between 14 and 29°C in all cases ($P < 0.05$), but not between 2 and 14°C ($P > 0.05$). This is in agreement with Rey and Jarvis (2006) who showed that levels of activity of organisms are very low below 10°C. On a surface basis (m^2), the cumulative mineralized C at 29°C was higher in the organic layer than in the mineral soil. For both layers, DEC showed the highest values with 638 and 236 mg C m^{-2} for the organic layer and the mineral soil, respectively. CC sites, which had the lowest estimates of specific mineralized C, showed a high value for the organic layer when expressed on an areal basis (tabl. 5.1; fig. 5.4). In this layer, the cumulative mineralized C at 29°C of the reference sites of each vegetation type showed a wide range of variation while the average values of the five replicated stands of each type were not significantly different ($P > 0.05$). However, the rank that was observed with the

reference sites was maintained with closed canopy forests (DEC and CC) showing the highest values.

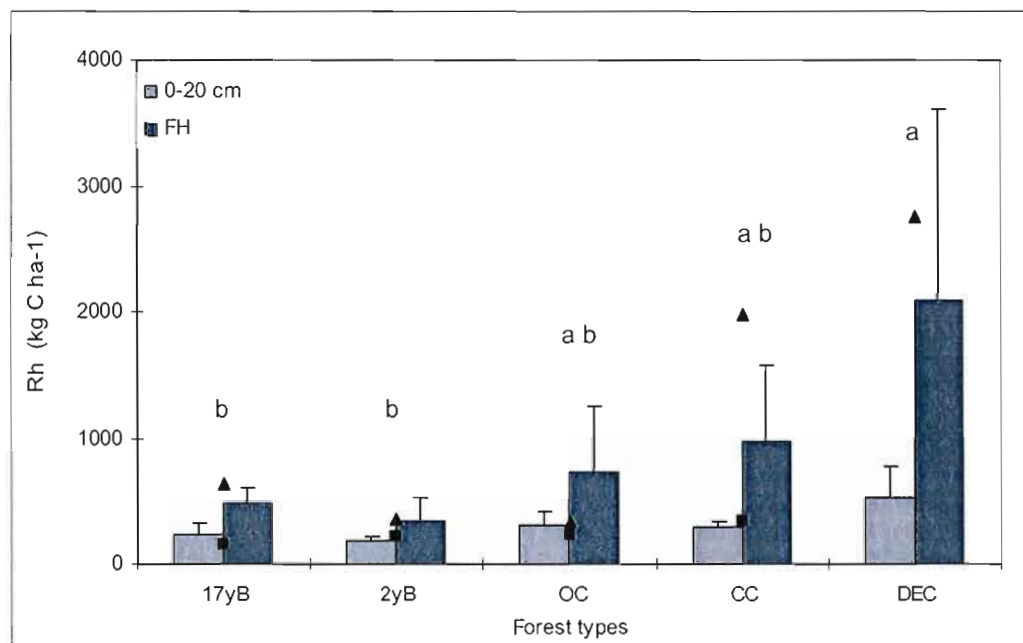
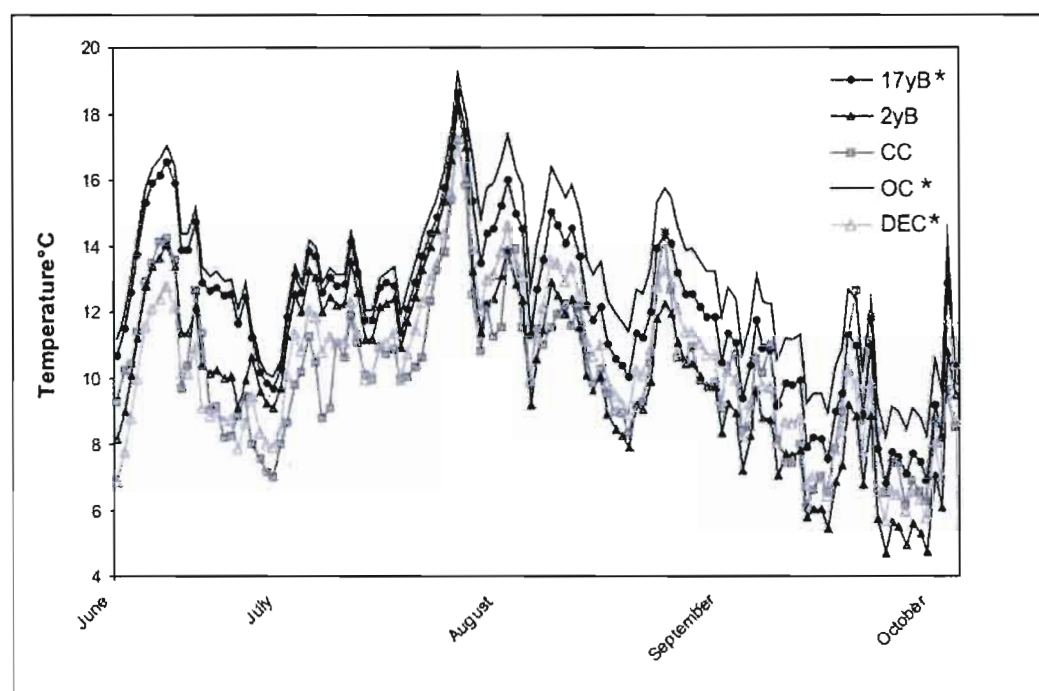


Figure 5.4 Soil heterotrophic respiration based on soil temperature and components of soil respiration (tabl. 5.4) for each vegetation type and soil horizon. Error bars represent the 95% confidence interval and black triangles and squares correspond to the reference sites' values in the organic and mineral layer, respectively.

5.3.2 Seasonal heterotrophic respiration

Mean soil daily temperature varied from 4.3 to 18.8°C and there were no strong trends in cumulative degree days with vegetation types (fig. 5.5). Cumulative estimated soil heterotrophic respiration rates ranged from 339 in the 2yB sites to 2091 kg C ha⁻¹ in the DEC sites for the organic layer and from 184 to 526 kg C ha⁻¹ in the mineral soil for the same vegetation types. In the regenerating types (17yB and 2yB), the estimated amounts of mineralized C are almost equivalent in both the organic and mineral soil layers while they are roughly twice as high in the organic layer as in the mineral soil for the mature sites (DEC, CC and OC). The percentage of total C released during the period mentioned ranged from 1.10%

in CC to >2.02% in DEC. The broadleaf sites contained more SOC and had the most important proportion of C lost while CC displayed high heterotrophic respiration rates but, when considering total SOC, a smaller proportion of SOC was mineralized (tabl. 5.2).



* Interpolated temperatures ($p < 0.0001$)

Figure 5.5 Soil temperature of the reference sites at 10 cm depth from June 6 to October 4, 2007.

Table 5.2 Estimates of summer soil heterotrophic respiration fluxes (see text for details) in kg C ha^{-1} (summer 2007) and expressed as a proportion of total soil C in the forest floor and in the top 20 cm of the mineral soil.

Sites						
Horizon	FH	0-20 cm	Total	FH	0-20 cm	Total
	kg C ha^{-1} (summer 2007)			% C of C total kg m^{-2}		
17yB	631	153	784	1.3	0.82	1.17
2yB	358	216	574	1.34	1.08	1.23
OC	340	237	578	1.73	1.41	1.58
CC	1978	257	2236	1.32	0.48	1.10
DEC	2757	N/D	> 2757	2.02	N/D	> 2.02

5.4 Discussion

5.4.1 Variation in carbon stock

Total soil C stocks ranged from 7.58 to 13.64 kg C m^{-2} in mature forests and were within the range of values reported by Bhatti and others (2002), but higher than those estimated by Yu and others (2002) and Gower and others (1997) for comparable vegetation types in western Canada boreal forest soils. These differences may be caused by differences in humidity and precipitation regimes between eastern and western boreal regions as the former are under the influence of a humid maritime climate. According to our results, vegetation types explained 50% of the variation in total C storage and variations were more significant in the mineral soil than in the organic layer, in contrast with Kulmatiski and others (2004). For all vegetation types, the organic layer stored significantly more C than the mineral soil but values were lower in regenerating and recently burned sites and tended to be higher on sites bearing more tree biomass.

The greater amounts of soil C in the closed forest types can be attributed to a deeper soil (22 and 25 cm in CC and DEC, respectively, compared with 16 to 19 cm deep in the other types; Appendix 1), which makes it possible to store more C in a stable form. It could also be attributed to conditions of slower drainage (Appendix 1) that are conducive to organic matter

accumulation (Callesen and others 2003). It is also likely that closed forests had a greater biomass production and greater litter inputs to the soil, which is reflected in litterfall rates for which sites ranked in the following order: DEC > CC > OC > 17yB (Appendix 1); this corresponds to the same ranks as for organic C contents in the organic layer.

Soil moisture conditions and associated drainage classes could also affect fire severity and frequency of occurrence (Harden and others 2000). Harden and others (2000) found a statistical relationship between drainage and fire frequency and concluded that poorly drained sites (drainage class > 5) stored more soil C because of a low fire frequency. It is therefore possible that the closed forest types DEC and CC are found in conditions that are less susceptible to burning, which could contribute to a longer-term C storage in soil (Manies and others 2001). Also, fire severity in these stands is considered to be lower, thus minimizing the losses of soil organic matter by combustion (Harden and others 2000). Because most of the soil C is stored in the organic layer (O'Connell and others 2003), the severity of a fire will determine the amount of C that will be lost from this layer when the forest burns (Lecomte and others 2006). The variability in fire frequency and severity between vegetation types could thus help explain the greater soil C build-ups in the closed canopy vegetation (Manies and others 2001).

Fire severity is also related to vegetation composition, and high severity fire more likely occur in stands where the abundance of conifers is high and that of trembling aspen is low (Epting and Verbyla 2005). Large broadleaf areas could even act as fire breaks at the landscape level (Epting and Verbyla 2005). Lower fire frequency and severity in deciduous stands composed of trembling aspen could therefore help to explain the higher soil C densities found on these sites.

5.4.2 Soil heterotrophic respiration

The variability in estimated soil heterotrophic respiration across vegetation types is caused both by differences in total soil C and in organic matter quality. A regression analysis was conducted to determine the impact of these factors on estimated soil heterotrophic

respiration and on labile soil C pools (cumulative amounts of C evolved at 29°C). This analysis (tabl. 5.3; fig. 5.6) revealed that soil C stocks explained a large proportion of the variability in both these parameters (partial R^2 of 0.74 and 0.71, respectively) while soil organic matter quality only explained a small portion of the variability (partial R^2 of 0.18 and 0.12, respectively).

Table 5.3 Regression analyses predicting labile soil C stocks of the combined soil layers and estimated summer Rh with total soil C stocks and % mineralizable C obtained after a 164-day incubation at 29°C.

Variables	Labile C stock		Estimated summer Rh	
	Partial r^2	P	Partial r^2	P
Total C stocks	0.74	0.0001	0.71	0.0001
% mineralizable C	0.18	0.0001	0.12	0.0001
Model d.f. 29	0.92		0.83	

These results are not surprising given the small variability in soil organic matter quality between vegetation types. Nevertheless, they indicate that in this landscape, soils that accumulate more total C, presumably because of a greater depth, slower drainage conditions, as well as potentially less frequent and intense fire also support a more productive vegetation that cycles more C. Closed forest types (DEC and CC) were the most productive stands and according to the litterfall results they have higher inputs of fresh labile organic matter to the soil (Appendix 1). Thus, in comparison to open vegetation types, in these vegetation types, a larger amount of labile C is incorporated into an also bigger total organic C pool, and this could explain the low variability in organic matter quality between vegetation types. Such an association between soil C stocks and vegetation productivity may not occur in all landscapes. In boreal landscapes, where poor drainage often limits forest growth, the opposite is commonly observed. For example, Legaré and others (2005), in boreal mixedwood forests, and Simard and others (2007), in paludified forests, found the opposite trend with a greater

organic layer depth in less productive stands. In the present landscape, this relationship could be caused by the fact that poor forest regeneration is found in areas where fire is frequent and intense (Payette and others 2000). Conditions of poor forest regeneration and poor forest growth are presumably initially caused by physiographic difference such as soil depth and slope but may be amplified by dynamic feedbacks with disturbance and biotic processes (Turetsky and others 2003).

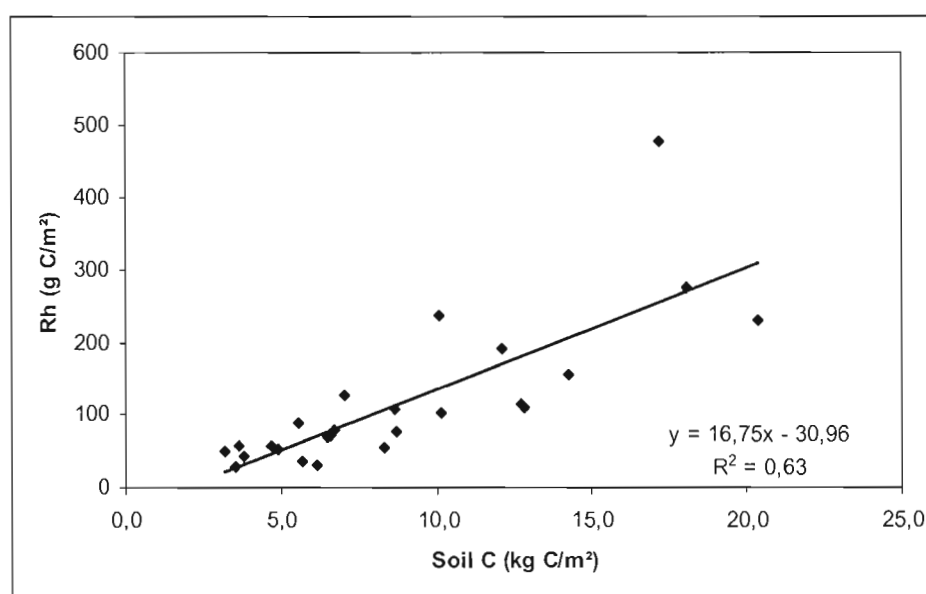


Figure 5.6 Relationship between heterotrophic respiration estimated with soil temperature and total C stocks for the 25 studied sites

The absence of strong differences in organic matter quality between vegetation types was somewhat surprising. A higher proportion of labile organic matter in deciduous compared with coniferous stands has been reported by Rey and Jarvis (2006) as well as Côté and others (2000) while other studies have not found a clear distinction between organic matter quality of these two tree species types (Paré and others 2006), or the opposite trend (Giardina and others 2001). In the present study, we anticipated a low proportion of mineralizable C in recently burned sites. It was therefore surprising that there were no significant differences between vegetation types in the cumulative specific mineralized C and that high values

occurred in burned sites despite the assumption that burned soils were enriched in recalcitrant C forms that are more resistant to microbial degradation (Thiffault and others 2008). Again, a possible explanation for the absence of differences in soil organic matter quality between vegetation types is that the most productive types are the ones where the soil has the capacity to accumulate more C in a stable form and therefore where a relatively large fresh annual C input is diluted into a large stable C pool at the opposite of open vegetation types, where a small C input is diluted into a small total C pool. Nevertheless, the small variability in soil C quality found in the present landscape, as expressed by the proportion of mineralized C as well as by Q_{10} values, could help simplify the modelling of soil C fluxes in this environment.

At the regional scale, these results suggest that easily mineralizable soil C stocks and, presumably, soil heterotrophic respiration are greatly related to soil C stocks that are more important in deciduous and coniferous closed canopy types than in other vegetation types. The soils of these vegetation types are thus more susceptible to release greater CO_2 fluxes to the atmosphere than the other vegetation types considered in this study given an interruption in tree productivity caused by flooding or other disturbances. Nevertheless, because of their low representativeness in the studied territory (6%) compared with the open canopy and burned vegetation types, which represented altogether more than 50% of the territory, the potential for carbon losses from these vegetation types remains low at the landscape scale.

ACKNOWLEDGEMENTS

This research was conducted in collaboration with the EM-1 Reservoirs' net greenhouse gas emission group financed by Hydro-Québec and thanks to a graduate scholarship to the lead author from the Natural Sciences and Engineering Research Council of Canada. We are grateful to GEOTOP UQAM-MCGILL and the Canadian Forest Service for providing technical support as well as field assistants. We thank Robert Boutin, Luc Pelletier and Luc St-Antoine for their advice and precious help.

REFERENCES

- Bellamy PH, Loveland PJ, Bradley RI, Lark RM, Kirk GJD. 2005. Carbon losses from all soil across England and Wales 1978-2003. *Nature* 437:245-248.
- Bhatti JS, Apps MJ, Jiang H. 2002. Influence of nutrients, disturbances and site conditions on carbon stocks along a boreal forest transect in central Canada. *Plant Soil* 242:1-14.
- Bhatti JS, van Kooten GC, Apps MJ, Laird LD, Campbell ID, Campbell C, Turetsky MR, Yu Z, Banfield E. 2003. Carbon balance and climate change in boreal forests. In: Burton PJ, Messier C, Smith DW, Adamowicz WL, Eds. *Towards Sustainable Management of the Boreal Forest*. Ottawa: NRC Research Press. pp 799-855.
- Borken W, Xu YJ, Davidson EA, Beese F. 2002. Site and temporal variation of soil respiration in European beech, Norway spruce, and Scots pine forests. *Global Change Biol* 8:1205-1216.
- Callesen I, Liski J, Raulund-Rasmussen K, Olsson MT, Tau-Strand L, Vesterdal L, Westman CJ. 2003. Soil carbon stores in Nordic well-drained forest soils—relationships with climate and texture class. *Global Change Biol* 9:358-370.
- Canadell JG, Pataki DE, Gifford R, Houghton RA, Luo Y, Raupach MR, Smith P, Steffen W. 2007. Saturation of the terrestrial carbon sink. In: Canadell JG, Pataki D, Pitelka L, Eds. *Terrestrial Ecosystems in a Changing World*. The IGBP Series. Berlin: Springer-Verlag. pp 59-74.
- Carter MR. 1993. *Soil Sampling and Methods of Analysis*. Boca Raton: Lewis Publishers.
- Côté L, Brown S, Paré D, Fyles J, Bauhus J. 2000. Dynamics of carbon and nitrogen mineralization in relation to stand type, stand age and soil texture in the boreal mixedwood. *Soil Biol Biochem* 32:1079-1090.

- Cox PM, Betts RA, Jones CD, Spall SA, Totterdell IJ. 2000. Acceleration of global warming due to carbon-cycle feedbacks in a coupled climate model. *Nature* 408:184-187.
- Dalias P, Anderson JM, Bottner P, Coûteaux M-M. 2001. Temperature responses of carbon mineralization in conifer forest soils from different regional climates incubated under standard laboratory conditions. *Global Change Biol* 7: 181-192.
- Davidson EA, Janssens IA. 2006. Temperature sensitivity of soil carbon decomposition and feedbacks to climate change. *Nature* 440:165-173.
- Epting J, Verbyla D. 2005. Landscape-level interactions of prefire vegetation, burn severity, and postfire vegetation over a 16-year period in interior Alaska. *Can J For Res* 35:1367-1377.
- Flannigan, M.D.; Bergeron, Y.; Engelmark, O. *et al.* 1998. Future wildfire in circumboreal forests in relation to global warming. *Journal of Vegetation Science* 9: 469-476.
- Giardina CP, Ryan, MG, Hubbard, RM, Binkley, D. 2001. Tree species and soil textural controls on carbon and nitrogen mineralization rates. *Soil Sci Soc Am J* 65:1272-1279.
- Gower ST, Vogel JG, Norman JM, Kucharik CJ, Steele SJ, Stow TK. 1997. Carbon distribution and aboveground net primary production in aspen, jack pine, and black spruce stands in Saskatchewan and Manitoba, Canada. *J Geophys Res* 102:29-41.
- Gower ST, Krankina O, Olson RJ, Apps M, Linder S, Wang C. 2001. Net primary production and carbon allocation patterns of boreal forest ecosystems. *Ecol Appl* 11:1395-1411.
- Harden JW, Trumbore SE, Stocks BJ, Hirsch A, Gower ST, O'Neill KP, Kasischke ES. 2000. The role of fire in the boreal carbon budget. *Global Change Biol* 6 (Supp 1): 174-184.
- Hoey TB. 2004. The size of sedimentary particles. In: Evans DJA, Benn DI, Eds. *A Practical Guide to the Study of Glacial Sediments*. London: Oxford University Press. pp 54-77.
- IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change). 2001. Land Use, Land-Use Change and Forestry. Watson RT, Nobel IR, Bolin B, Ravindranath NH, Verardo DJ, Dokken DJ, Eds. Cambridge: Cambridge University Press. pp 550.
- Kirschbaum MUF. 2006. The temperature dependence of organic-matter decomposition – still a topic of debate. *Soil Biol Biochem* 38: 2510-2518.
- Knorr W, Prentice IC, House JI, Holland EA. 2005. Long-term sensitivity of soil carbon turnover to warming. *Nature* 433:298-300.

- Kulmatiski A, Vogt DJ, Siccama TG, Tilley JP, Kolesinkas K, Wickwire TW, Larson BC. 2004. Landscape determinants of soil carbon and nitrogen storage in southern New England. *Soil Sci Soc Am J* 68:2014-2022.
- Kurz WA, Apps M. 1999. A 70-year retrospective analysis of carbon fluxes in the Canadian forest sector. *Ecol Appl* 9:526-547.
- Kurz WA, Apps M, Banfield E, Stinson G. 2002. Forest carbon accounting at the operational scale. *For Chron* 78:672-679.
- Kurz WA, Stinson G, Rampley GJ, Dymond CC, Neilson ET. 2008. Risk of natural disturbances makes future contribution of Canada's forests to the global carbon cycle highly uncertain. *Proc Natl Acad Sci USA* 105:1551-1555.
- Ladegaard-Pedersen P, Elberling B, Vesterdal L. 2005. Soil carbon stocks, mineralization rates, and CO₂ effluxes under 10 tree species on contrasting soil types. *Can J For Res* 35: 1277-1284.
- Lecomte N, Simard M, Fenton N, Bergeron Y. 2006. Fire severity and long-term ecosystem biomass dynamics in coniferous boreal forests of Eastern Canada. *Ecosystems* 9:1215-1230.
- Légaré S, Paré D, Bergeron Y. 2005. Influence of aspen on forest floor properties in black spruce-dominated stands. *Plant Soil* 275:207-220.
- Le Goff H, Girardin MP, Flannigan MD, Bergeron Y. 2008. Dendroclimatic inference of wildfire activity in Quebec over the 20th century and implications for natural disturbance-based forest management at the northern limit of the commercial forest. *Int J Wildl Fire* 17:348-362.
- Liski J, Ilvesniemi H, Mäkelä A, Westman CJ. 1999. CO₂ emissions from soil in response to climate warming are overestimated – The decomposition of old organic matter is tolerant of temperature. *Ambio* 28:171-174.
- Manies KL, Harden JW, Yoshikawa K, Randerson J. 2001. The effect of soil drainage on fire and carbon cycling in Central Alaska. U.S. Geological Survey Professional Paper 1678:145-152.
- Macfarlane C, Warren CR, White DA, Adams MA. 1999. A rapid and simple method for processing wood to crude cellulose for analysis of carbon isotopes in tree rings. *Tree Physiol* 19:831-835.
- McLauchlan KK, Hobbie SE. 2004. Comparison of labile soil organic matter fractionation techniques. *Soil Sci Soc Am J* 68:1616-1625.

- Melillo JM, Steudler PA, Aber JD, Newkirk K, Lux H, Bowles FP, Catricala C, Magill A, Ahrens T, Morrisseau, S. 2002. Soil warming and carbon-cycle feedbacks to the climate system. *Science* 298:2173-2176.
- O'Connell KEB, Gower ST, Norman JM. 2003. Net ecosystem production of two contrasting boreal black spruce forest communities. *Ecosystems* 6:248-60.
- Paré D, Boutin R, Larocque GR, Raulier F. 2006. Effect of temperature on soil organic matter decomposition in three forest biomes of eastern Canada. *Can J Soil Sci* 86:247-256.
- Parton WJ, Schimel DS, Cole CV, Ojima DS. 1987. Analysis of the factors controlling soil organic matter levels in Great Plains grasslands. *Soil Sci Soc Am J* 51:1173-1179.
- Paul EA, Morris SJ, Böhm S. 2001. The determination of soil C pool sizes and turnover rates: biophysical fractionation and tracers. In: Lal R, Kimble JM, Follett RF, Stewart BA, Eds. *Assessment Methods for Soil Carbon*. Boca Raton: Lewis Publishers. pp 193-206.
- Paul KI, Polglase PJ, Nyakuengama JG, Khanna PK. 2002. Change in soil carbon following afforestation. *For Ecol Manag* 168:241-257.
- Paul EA, Morris SJ, Conant RT, Plante AF. 2006. Does the acid hydrolysis incubation method measure meaningful soil organic carbon pools? *Soil Sci Soc Am J* 70:1023-1035.
- Payette S, Bhiry N, Delwaide A, Simard, M 1985. Origin of the lichen woodland at its southern range limit in eastern Canada: the catastrophic impact of insect defoliators and fire on the spruce-moss forest. *Can J For Res* 30:288-305.
- Rey A, Jarvis P. 2006. Modelling the effect of temperature on carbon mineralization rates across a network of European forest sites (FORCAST). *Global Change Biol* 12:1894-1908.
- Robitaille A, Saucier J-P. 1998. *Paysages régionaux du Québec méridional*. Sainte-Foy, Québec: Les Publications du Québec. pp 213.
- Simard M, Lecomte N, Bergeron Y, Bernier PY, Paré D. 2007. Forest productivity decline caused by successional paludification of boreal soils. *Ecol Appl* 17:1619-1637.
- Stanford G, Smith SJ. 1972. Nitrogen mineralization potentials of soils. *Proc Soil Sci Soc Am* 36:465-472.
- Thiffault E, Hannam KD, Quideau SA, Paré D, Bélanger N, Oh S-W, Munson AD. 2008. Chemical composition of forest floor and consequences for nutrient availability after wildfire and harvesting in the boreal forest. *Plant Soil* 308: 37-53.

- Torn MS, Trumbore SE, Chadwick OA, Vitousec PM, Hendricks DM. 1977. Mineral control of soil organic carbon storage and turnover. *Nature* 389:170-173.
- Trumbore S. 2000. Age of soil organic matter and soil respiration: radiocarbon constraints on belowground dynamics. *Ecol Appl* 10:399-411.
- Trumbore SE, Chadwick OA, Amundson R. 1996. Rapid exchange between soil carbon and atmospheric carbon dioxide driven by temperature change. *Science* 272: 393-396.
- Turetsky MR, Mack MC, Harden JW, Manies KL. 2003. Spatial patterning of soil carbon storage across boreal landscapes. In: Lovett GM, Turner MG, Jones CG, Weathers, KC. Eds. *Ecosystem function in heterogenous landscapes*. New York: Springer. pp 229-255.
- Yu Z, Apps MJ, Bhatti JS. 2002. Implications of floristic and environmental variation for carbon cycle dynamics in boreal forest ecosystems of central Canada. *J Veg Sci* 13:327-340.

CHAPITRE VI

DISCUSSION GÉNÉRALE ET CONCLUSION

6.1 Discussion

6.1.1 Variation dans les stocks de carbone des formations végétales

Les sols forestiers participent à environ 70% des échanges de dioxyde de carbone entre la biosphère et l'atmosphère qui sont principalement produits par la décomposition de la matière organique et la respiration des racines. Ces processus varient en fonction de plusieurs paramètres dont le climat, le type de végétation, les caractéristiques physico-chimiques des sols (Conant et Paustian, 2003) ainsi que la fréquence des perturbations naturelles et l'aménagement. Il est donc difficile d'estimer de manière précise les stocks de carbone organique à l'échelle régionale et d'obtenir des données empiriques de qualité qui représentent bien cette hétérogénéité (Kulmatiski *et al.*, 2003). Les données empiriques permettent entre autres de calibrer les modèles et de prédire avec davantage de précision les changements prévus dans les échanges de carbone entre la biosphère et l'atmosphère. Le principal objectif de cette recherche était de quantifier les stocks de carbone organique contenus dans les sols de différents milieux forestiers d'une région sise dans le bassin versant de la rivière Eastmain. Un composé coloré obtenu par imagerie satellitaire SPOT a permis de cartographier les peuplements caractérisant la région et d'assurer la représentativité des milieux qui ont été retenus pour effectuer la présente étude. Cinq principales formations végétales ont été identifiées. Les mesures de stocks de carbone effectuées dans ces cinq

formations présentent des valeurs moyennes de carbone relativement hétérogènes allant de 6100 à 13 360 t C km² et confirment la nécessité de tenir compte de cette variabilité dans la modélisation.

Les résultats obtenus dans le bassin versant de la rivière Eastmain concordent avec ceux de d'autres études conduites en milieu boréal dans des peuplements similaires (Bhatti *et al.*, 2002; Yu *et al.*, 2002 et Gower *et al.*, 1997) bien que les valeurs des horizons minéraux soient globalement plus faibles dans cette étude. Les contenus en carbone de ces horizons ont été calculés jusqu'à une profondeur de 20cm en raison de la forte proportion de blocs et d'un faible développement des horizons B. Quelques sites faisaient exception mais afin de maintenir une uniformité dans les mesures, la même profondeur d'échantillonnage a été conservée. Ce choix a donc pu mener à une sous-estimation des quantités de carbone organique dans les horizons minéraux et il est important d'en tenir compte.

Plusieurs études ont démontré que les stocks de carbone variaient en fonction de la végétation dominante dans les peuplements (Yu *et al.*, 2002, Paul *et al.*, 2002). Dans la présente étude, les résultats de l'ANOVA confirment cette variation significative entre les formations végétales. En ne considérant que le type de forêt, cette variable tend à expliquer près de 50% de la variation dans les stocks de carbone ($p < 0.0001$). Cependant, lorsque considéré avec d'autres variables écologiques comme l'âge des peuplements, le dépôt, le drainage et l'épaisseur de l'humus, le type de formation n'explique pas de manière significative cette variation ($p > 0.4$). La variabilité intra formation végétale est importante dans les formations CF, FEUIL et CO (écart type de 5,6, 3,9 et 3,6 respectivement) ce qui peut biaiser les résultats moyens. Les valeurs extrêmes des sites CF1, CF8, CO6, CO7 et FEUIL1 ont fait augmenter la valeur moyenne dans chacune de ces formations. Cette irrégularité peut être attribuable au fait que les peuplements étudiés étaient parfois dominés par plus d'une espèce arborescente et n'étaient pas d'âges similaires. Puisque les formations végétales ont été déterminées par imagerie satellitaire, il n'a pas été possible de distinguer les deux espèces de conifères (i.e. épinette noire et pins gris) qui ont été intégrées dans les classes conifère à canopée fermée (CF) et ouverte (CO). De plus, malgré la fermeture du couvert, certains peuplements de CF ont un recouvrement de lichens (*Cladina sp.*) supérieur à

50% tandis que d'autres sont recouverts de mousses (i.e *Pleurozium schreberi*). Cette différenciation associée principalement aux conditions de drainage du site influence le taux d'humidité, la température au sol et incidemment l'accumulation de carbone. La mixité des peuplements a pu entraîner une variabilité dans la qualité de la litière, la profondeur d'enracinement des espèces arborescentes et la chimie du sol, facteurs qui peuvent aussi influencer le stockage du carbone. Quant à l'âge des peuplements, en raison de la courte saison de croissance en milieu boréal, les espèces de conifères matures ont parfois des DHP relativement faibles ce qui peut entraîner une sous-estimation de leur âge. Il aurait alors été adéquat de faire un pré-échantillonnage des sites afin de connaître l'âge des peuplements et ensuite sélectionner des peuplements homogènes. Cependant, en raison des coûts élevés et du calendrier associés à la logistique de travaux de terrain, cette étape n'a pu être accomplie.

Les résultats de cette étude ont démontré que les stocks de carbone des formations de FEUIL et de CF sont les plus élevés soit de 13,4 et 12,2 kg C m² respectivement. Ceci est probablement imputable à la productivité de ces sites qui est plus élevée en comparaison aux autres formations. Les quantités de carbone dans l'horizon minéral de ces deux formations sont de plus très similaires. L'accumulation de carbone organique dans l'humus de la formation de conifère fermé peut être expliquée par la qualité de la litière composée de matériaux récalcitrants à la décomposition microbienne comme les tannins et polyphénols (McClaugherty et Berg, 1987; Berg, 2000). Dans les sites FEUIL, la qualité de la litière permettrait une décomposition initiale plus rapide mais ce taux aurait tendance à diminuer avec le temps, favorisant une accumulation de matière organique comparable à celle des sites de conifères (Prescott *et al.*, 2000). L'interprétation de la qualité de la litière peut être déterminée par les ratios C/N et C/lignine des différents tissus végétaux qui entraînent des taux de décomposition variables et qui influencent l'accumulation du carbone. Puisqu'aucune analyse sur la qualité de la litière n'a été effectuée, la quantité de litière est le seul paramètre qui a été considéré dans cette étude. La quantité de litière retombée au sol pendant une période d'une année dans chacune des cinq formations est bien corrélée avec les quantités moyennes de carbone de chacun des groupes ($R^2=0,95$). Les retombées de matière organique représentent donc un facteur déterminant dans l'accumulation du carbone puisqu'il s'agit de l'un des principaux apports de biomasse au sol (Paul *et al.*, 2002). Les apports les plus élevés

se situent dans les sites où la densité végétale est la plus élevée, soit les sites de conifères fermés et de feuillus avec $277,2 \pm 24,2$ et $297,9 \pm 49,6 \text{ g m}^{-2} \text{ a}^{-1}$ respectivement. Même si la litière ne correspond qu'à une petite fraction du carbone stocké, la production a un effet significatif sur les quantités de carbone séquestrées dans la MO (Berg *et al.*, 2001). Cependant, dans cette étude, les valeurs relatives aux quantités de litière ne proviennent que d'un seul site de référence tandis que les stocks de carbone correspondent à la valeur moyenne des neuf peuplements. En ne considérant que les stocks des sites de référence, la relation est moins forte ($R^2=0,62$) mais la tendance demeure la même soit $\text{FEUIL} > \text{CF} > \text{CO} > \text{FA} > \text{FR}$. Il est important de mentionner que l'utilisation des trappes à litière n'a permis de quantifier que les apports de biomasse aérienne et n'a pas pris en compte ceux de la matière organique au sol et de la production sous-terrainne (i.e. racines). Ces débris comptent pour une fraction importante des apports de carbone au sol et peuvent donc biaiser la relation présentée précédemment.

Les formations feux anciens et feux récents présentent des stocks de carbone similaires ($6,3$ et $6,1 \text{ kg C m}^{-2}$ respectivement) malgré une différence notable dans la productivité et la quantité de biomasse associée à ces milieux perturbés. La sévérité du feu peut influencer les résultats en modifiant la proportion d'humus consommée pendant l'épisode de feu (Lecompte *et al.*, 2006). Comme c'est dans l'humus qu'une importante proportion du carbone organique est accumulée, cette variable est donc déterminante. Les quantités moyennes de carbone dans les horizons organiques sont néanmoins comparables malgré les différences dans l'âge des feux, $4,2$ dans FA et $4,3 \text{ kg C m}^{-2}$ dans FR. Ces résultats correspondent à d'importantes concentrations en carbone organique (%) qui peuvent être attribuables à la présence de charbons de bois accumulés dans les sols. Ce carbone est inclus dans les mesures et a pu modifier les résultats de concentrations en carbone organique. Afin de déterminer uniquement le carbone organique sans charbon, il aurait peut-être été préférable de les retirer avant l'analyse même si Eckmeir *et al.* (2007) ont démontré qu'une faible fraction des charbons de bois est intégrée au sol suite au passage d'un feu. Un an après, cette proportion augmente de moins de 2% ceci pouvant légèrement influencer les concentrations de carbone dans les sites de feux anciens (FA). La réduction partielle ou complète des apports de litière associée au passage du feu dans les formations FA et FR a aussi pu conduire à une

diminution temporaire des apports de carbone dans l'humus puisqu'il s'agit des principaux intrants de matière organique dans le sol. Cependant, la décomposition des débris ligneux et racines laissés sur place suite au passage du feu peut aussi contribuer à un apport substantiel en matière organique, ce qui permet d'augmenter les stocks de carbone et de compenser pour la perte de biomasse vivante. Puisqu'ils ne sont pas significativement différentes en termes de stocks de carbone, les formations FA et FR auraient pu être intégrées dans une seule classe.

Bien que la formation de conifère à canopée ouverte (CO) soit composée de peuplements matures et que la biomasse y soit relativement importante, cette formation contient aussi des stocks de carbone similaires aux peuplements de feux récents et anciens, soit en moyenne $8,5 \text{ kg C m}^{-2}$. Comme mentionné précédemment, la décomposition des débris ligneux engendrée lors du passage du feu pourrait participer à augmenter l'apport de matière organique dans les formations en régénération et compenser pour les apports moindres de litière ce qui contribuerait à expliquer ces similitudes.

Les cinq formations végétales retenues pour cette étude représentent des unités hétérogènes quant aux quantités de carbone organique qu'elles contiennent. Cette hétérogénéité démontre l'importance d'intégrer des valeurs de carbone distinctes à chaque formation dans la modélisation future. Cependant, les résultats des analyses ont aussi démontré qu'outre le type de peuplements, plusieurs autres facteurs influencent la stabilisation et l'accumulation du carbone organique dans les sols comme la texture et le drainage des dépôts, l'épaisseur de la matière organique et les propriétés chimiques du sol.

6.1.2 Facteurs qui influencent significativement l'accumulation de carbone

Les résultats démontrent que la variation dans les stocks de carbone est plus significative dans la couche organique que dans l'horizon minéral. Les stocks totaux de carbone sont donc davantage influencés par les facteurs associés à l'humus, comme l'épaisseur de ce dernier ainsi que l'accumulation de litière au sol. Plusieurs variables écologiques et pédologiques ont été mesurées dans le but de déterminer leur influence sur les stocks de carbone mais peu de relations sont ressorties significatives.

La couche d'humus et les détritiques organiques du sol sont considérés comme d'importants réservoirs de carbone en milieu boréal (Gower *et al.*, 1997). Puisque l'humus contient d'importantes quantités de matière organique et les concentrations en carbone les plus élevées, son épaisseur est bien corrélée avec les stocks de carbone des sols. Les tremblaies et les pessières noires à mousses possèdent les épaisseurs de matière organique les plus importantes. En faisant une régression uniquement avec les valeurs associées à ces formations, la relation entre l'épaisseur et le carbone est plus importante ($R^2 = 0,77$ (FEUIL) et $0,78$ (CC)). Comme la mesure de l'épaisseur est utilisée dans la formule qui permet d'obtenir les stocks de carbone par unité de surface (kg C m^{-2}), la relation épaisseur FH – carbone total est implicite. Cependant, le coefficient de corrélation étant relativement élevé ($R^2=0,59$), il est acceptable de qualifier cette variable comme étant explicative de la variation dans les stocks de carbone.

Le drainage est aussi un important facteur à considérer puisqu'il influence les stocks de carbone avec les valeurs les plus élevées dans les sites les moins bien drainés (Bhatti et Apps, 2000). Les résultats obtenus dans cette étude démontrent des moyennes significativement différentes pour chacune des classes de drainage ($R^2=0,78$ $\rho < 0,0001$) et des quantités de carbone par unité de surface plus élevées dans les sites mal drainés. Les milieux les moins bien drainés présentent des conditions anaérobiques dans lesquelles l'activité des organismes décomposeurs est réduite, ce qui favorise l'accumulation du carbone. L'épaisseur de la couche d'humus peut aussi être inférée à partir du drainage des sites où les humus les plus épais sont concentrés dans les sites moins bien drainés. Ces deux facteurs expliquent 72,7% de la variation dans les stocks de carbone et sont donc considérés comme explicatifs.

Dans les horizons minéraux, Bosatta et Ågren (1997), Jobbagy et Jackson (2000) ainsi que Matus et Maire (2000) (*In Matus et al.*, 2008) ont démontré que la texture du sol pourrait influencer les stocks de carbone en raison de la protection physique de la matière organique induite par l'agrégation des particules fines. Les résultats ne démontrent cependant aucune corrélation entre la texture des sols minéraux et les stocks de carbone même si la texture influence les conditions de drainage qui ont un effet sur les stocks de carbone (fig. 4.10, p. 90). Les résultats correspondent plutôt avec ceux de Scott *et al.* (1996) qui n'ont décelé

aucune relation entre la texture des sols, les quantités de carbone et les taux de décomposition de la matière organique. Ces derniers mentionnent que ceci pourrait être attribuable à un potentiel de saturation de la protection des composés organiques par les particules fines. Dans la présente étude, les moyennes des stocks de carbone ne sont pas significativement différentes pour chacun des types de dépôt tout comme la relation entre les teneurs en argiles et le carbone ($p > 0,05$). Puisque la proportion de particules d'argiles est très faible ($< 10\%$) dans tous les sites, la formation d'agrégats et le potentiel de protection de la matière organique qui en découle n'ont pas été favorisés. Même si la relation est non significative, les textures plus grossières comme les sables et les sables loameux ont été associées aux valeurs de carbone les plus faibles, ce qui peut être favorisé par le taux de décomposition plus élevé dans ces sols. En effet, l'espace entre les particules minérales étant plus important, l'accès des organismes décomposeurs à la matière organique est facilité favorisant un taux de décomposition plus élevé.

Chaplot *et al.* (2001) ont démontré que certains attributs du terrain, tels la pente et l'élévation, étaient les principaux facteurs contrôlant les variations des stocks de carbone à l'échelle locale. Les résultats démontrent effectivement que la position par rapport à la pente peut influencer les stocks de carbone avec les quantités de carbone moindres dans les sites situés en haut de pente. D'un point de vue écosystémique, il semble que l'ensemble de ces variables (dépôt, drainage, épaisseur d'humus et position par rapport à la pente) soit en interaction et puisse influencer les stocks de carbone. La texture des sols influence la vitesse à laquelle l'eau est évacuée et l'épaisseur d'humus est dépendante du drainage et de la végétation. Pour bien comprendre l'effet de ces variables en tenant compte de l'impact des autres, une analyse de régression multiple a été effectuée. Il est important de mentionner qu'aucune colinéarité n'a été perçue entre les variables significatives, ce qui aurait eu pour conséquence de biaiser l'effet des variables dépendantes sur la variable indépendante. Les résultats ont démontré qu'en considérant toutes ces variables avec une probabilité d'erreur de 5%, l'effet du drainage sur la quantité de carbone accumulée dans le sol n'est pas significatif ($p < 0.05$). En considérant ce modèle, l'épaisseur d'humus expliquerait près de 60% de la variabilité tandis que la position par rapport à la pente compterait pour 16,7% et la nature du dépôt 3,8%. Ces résultats démontrent que l'impact d'une variable doit être considéré avec les autres afin de ne pas surestimer son effet sur la variabilité de la variable dépendante.

La relation entre l'âge des peuplements et l'accumulation de carbone dans les sols est aussi significative mais très faible ($R^2=0,28$), ce qui démontre que pour les peuplements étudiés, les stocks de carbone n'augmentent pas avec l'âge contrairement à ce qui est proposé par Harmon *et al.* (2001). Dans notre étude, le manque de données dans la tranche d'âge 40-70 ans peut expliquer ce manque de corrélation. Cette lacune a créé une dichotomie dans la distribution des points entre les groupes de sites jeunes et matures ne permettant pas d'établir une relation. Dans une étude portant sur l'effet de l'âge des peuplements sur l'activité microbienne des sols, Bauhus *et al.* (1998) ont mesuré des quantités de carbone organique similaires dans les sols de jeunes peuplements et de peuplements matures. Les changements dans ces stocks seraient donc davantage imputables à la productivité des sites.

En ce qui a trait aux propriétés chimiques du sol, les relations avec les stocks de carbone sont ressorties non significatives ou avec un coefficient de corrélation très faible. Il a été surprenant que le carbone organique total n'ait pu être corrélé avec les résultats de l'hydrolyse acide puisque cette analyse permet d'obtenir la proportion de carbone récalcitrant. Il avait initialement été supposé que plus la proportion de matière organique récalcitrante était grande parmi les horizons de sol, plus le stock de carbone organique serait élevé. La méthode d'hydrolyse acide a principalement été utilisée pour déterminer les réservoirs de carbone labile (Paul *et al.*, 2002) mais il a aussi été démontré que les résultats pourraient être corrélés avec les stocks de carbone totaux (McLauchlan et Hobbie, 2004; Plante *et al.*, 2006). Les résultats obtenus dans cette étude ne sont pas corrélés puisque la proportion de carbone insoluble ne varie pas significativement au sein des peuplements créant ainsi un nuage de points à partir duquel aucune tendance n'a pu être interprétée. De plus, les résultats obtenus sont supérieurs à ceux estimés par Paul *et al.* (2002) où les valeurs des échantillons variaient entre 35 et 65% du carbone organique tandis que les présents résultats sont en moyenne de 75%. Cette discordance peut être attribuable au fait que nos résultats proviennent d'analyses réalisées dans l'humus tandis que les autres ont été réalisées dans la fraction minérale (Plante *et al.*, 2006). Cependant, les résultats concordent avec ceux obtenus lors des incubations qui démontrent une faible variation dans la qualité des substrats.

6.1.3 Résultats des incubations

Les résultats des expériences d'incubation ainsi que les informations qui en sont dérivées ont largement été discutés dans la section discussion du chapitre cinq (article soumis à *Ecosystems*). Comme spécifié précédemment, les sites forestiers FEUIL ont les taux moyens de respiration les plus élevés dans l'humus avec des valeurs de $98,22 \text{ mg C}_{\text{org}}^{-1} \text{ C}_{\text{tot}}$. Il s'agit aussi des sites ayant une productivité importante, indiquant que les flux de C sont dépendants du carbone qui est fixé à court terme par les forêts. Ces résultats sont en concordance avec ceux obtenus par Raich et Tufekcioglu (2000) qui ont comparé les taux de respiration de formations décidues et conifériennes révélant des valeurs plus élevées dans les sols des peuplements de feuillus. Cependant, les moyennes des taux de respiration ne sont pas significativement différentes entre les types de forêt, ce qui confirme les résultats de Borken *et al.* (2005) qui ont démontré une divergence entre différents types de sols.

Les résultats de l'incubation ont aussi démontré que les pools de carbone actif et incidemment la qualité des substrats ne variaient pas de manière significative dans les différentes formations végétales mais présentent une moyenne plus élevée dans les formations décidues. Dans tous les types de forêt, la majorité du carbone labile se retrouve dans l'humus. L'hydrolyse acide renseigne sur la proportion de carbone labile contenue dans les sols et le carbone soluble à l'acide est habituellement corrélé avec le carbone minéralisé durant la période d'incubation (Paul *et al.*, 2006). Cette relation n'est pas significative dans cette étude et cela peut être attribuable au fait que les résultats de l'hydrolyse acide tendent à surestimer la proportion de carbone labile en intégrant des composantes qui possèdent un taux de décomposition plus lent en comparaison avec l'incubation (McLauchlan et Hobbie, 2004). Les stocks de carbone labile sont bien corrélés avec le carbone organique total contenu dans l'humus ($R^2=0.70$, $p < 0.001$,) tandis que cette relation est inverse dans l'horizon minéral tel que suggéré par Côté *et al.* (2000). Le potentiel de minéralisation est plus important dans les sites FEUIL et CC et la variation est principalement attribuable aux stocks de carbone et non à la qualité de ce dernier. En effet, les résultats ont montré que ce sont les stocks de carbone qui contrôlent les flux et non la qualité du carbone. De plus, la réactivité du carbone labile tend à augmenter avec la température ce qui pourrait engendrer un effet

significatif sur les stocks advenant une augmentation de cette dernière dans les régions boréales.

6.3 Conclusion

La présente étude visait à déterminer les stocks de carbone des formations végétales d'un secteur de 3600 km² du bassin versant de la rivière Eastmain où un réservoir hydroélectrique a été créé en 2005. Les résultats ont aussi permis de vérifier si ces formations représentent des unités homogènes de carbone au niveau des stocks, de la proportion de carbone labile et de la réactivité face à une augmentation de température ou même éventuellement à leur réaction suite à l'inondation (volet modélisation, Université McGill). En regard des résultats obtenus, il est possible d'affirmer qu'il existe une disparité spatiale dans les stocks de carbone de la région étudiée et que cette variabilité peut être associée aux différentes formations végétales présentes sur le territoire. Cependant, plusieurs facteurs (épaisseurs d'humus, apports de litières et topographie) participent à la compréhension de ces stocks et il sera essentiel de les considérer au cours des analyses ultérieures (e.g. modélisation). Au niveau de l'écosystème, il est possible de déterminer une relation de cause à effet entre ces variables puisque les espèces végétales croissent dans des conditions qui leur sont optimales tant au niveau du drainage que de la texture des sols. Elles influencent en retour de manière significative les apports de litière et l'épaisseur de l'humus. Les sites de feuillus et de conifère à canopée fermée contiennent significativement plus de carbone que les autres formations végétales par contre ils couvrent des superficies plus restreintes sur le territoire à l'étude (6%). Les superficies brûlées associées aux formations FA et FR sont très importantes (35%) et même si elles possèdent les contenus en carbone les plus faibles, l'importance de leur recouvrement leur infère un rôle prépondérant dans la dynamique du carbone de cette région.

Au niveau de la qualité du carbone, les résultats de l'incubation ne démontrent pas de différences significatives parmi les horizons organiques et minéraux des formations végétales. Les sites qui accumulent davantage de carbone sont ceux qui sont les plus productifs et qui ont les plus grands apports de matière organique au sol et non ceux qui

possèdent une matière organique qui serait résistante à la décomposition microbienne. L'horizon organique renferme une fraction de carbone réactif plus importante que la couche minérale. Malgré les perturbations récentes, la végétation et les propriétés physico-chimiques des sols, les formations végétales représentent des unités homogènes en termes de qualité du carbone. Ces données sont des plus significatives pour la modélisation future de la dynamique du carbone dans la région, puisque ce sont les réservoirs qui contrôlent les flux et non la labilité ou la récalcitrance du carbone.

La formation décidue est celle qui possède le plus grand potentiel de minéralisation du carbone sur le territoire et dans le contexte d'une augmentation de températures, ces résultats impliquent qu'elle aurait tendance à libérer plus de carbone sous forme de CO₂. Cependant, en raison de sa faible couverture géographique, soit environ 7,8%, la contribution de cette formation à une augmentation des apports de CO₂ vers l'atmosphère est atténuée. Dans une perspective à plus long terme, considérant une augmentation de la fréquence des feux de forêt en milieu boréal, cette formation pourrait voir son aire de distribution augmenter et donc contribuer à un apport supplémentaire de dioxyde de carbone vers l'atmosphère.

Il existe plusieurs modèles qui permettent d'effectuer le bilan de carbone des écosystèmes forestiers à différentes échelles (Kurz *et al.*, 1995; Kurz et Apps, 1999). Ces modèles se révèlent particulièrement utiles dans la prédiction des changements de la dynamique du carbone causés par des modifications de structure ou de composition des forêts, des changements du climat ou même de l'ennoiement des terres. Au Canada, ces modèles sont principalement basés sur les données des inventaires forestiers (IFN) qui fournissent de l'information quant à la superficie des écosystèmes et leur contenu en carbone. Cependant, peu de données empiriques sont encore disponibles pour les latitudes nordiques comme dans le cas de notre étude. Les résultats obtenus ont démontré que les différentes formations végétales possèdent des stocks de carbone distincts et qu'il sera nécessaire de les intégrer dans la modélisation de la réponse des écosystèmes face à divers changements environnementaux, naturels ou anthropiques.

Finalement, les sols forestiers représentent un important réservoir de carbone à la surface de la planète et leur réponse aux changements climatiques demeure incertaine. Le maintien des réservoirs de carbone du sol avec les changements prévus est encore largement débattu. Il est important de continuer à accroître les connaissances dans ce domaine afin de préciser si une augmentation de la température pourrait exacerber la décomposition de la matière organique dans les sols et augmenter les flux de CO_2 vers l'atmosphère, créant ainsi un *feedback* positif. Cette question est d'une importance considérable puisqu'un changement de 10% dans les stocks de carbone pourrait équivaloir à 30 ans d'émissions anthropiques de dioxyde de carbone (Kirschbaum, 2000). Dans la présente étude, les formations végétales qui contiennent les plus grands stocks de carbone sont aussi celles qui couvrent les superficies les plus réduites à la fois sur les portions ennoyées et non ennoyées (fig. 4.12, p. 96). Avec la création du réservoir Eastmain-1, nos résultats démontrent que seulement de petites quantités de carbone pourraient être libérées dans la colonne d'eau et peut-être ainsi participer aux émissions de GES du réservoir. Les résultats ont aussi démontré que la qualité du carbone des formations feuillues est variable et pourrait davantage participer à la libération de la matière organique labile en favorisant les pertes de CO_2 à l'interface sol-eau. La qualité de la matière organique dans les formations CO et FA est élevée et les peuplements associés couvrent plus de 50% du territoire ennoyé. Ces 3 formations pourraient donc participer à libérer du carbone suite à l'ennoisement et c'est ce qui est étudié dans le volet aquatique (GRIL, UQÀM) et de modélisation. Ces données seront donc des plus pertinentes dans la modélisation des émissions de GES suite à la mise en eau du réservoir hydroélectrique Eastmain-1 puisqu'une intégration des différents milieux ennoyés du bassin versant (différentes formations végétales, tourbières, lacs) est réalisée pour tirer des conclusions globales sur les émissions de ces milieux.

Limites de l'étude

Cette étude avait pour objectif de caractériser les stocks de carbone dans différentes formations végétales dans un secteur de 3600 km² du bassin versant de la rivière Eastmain. Puisque le territoire à l'étude était considérable et qu'aucune carte de végétation et de sol n'existent, la définition des formations végétales a été effectuée à partir d'images satellitaires. Une telle méthode s'avère efficace pour une représentativité à petite échelle mais crée une certaine généralisation dans les caractéristiques des peuplements lorsque étudiés à grande échelle. Ceci a impliqué une variabilité intra-formation végétale autant au niveau de l'âge, du dépôt, du drainage ainsi que de la végétation. Cette démarche méthodologique pour le choix des sites a assurément créé un biais dans les résultats. Afin d'éliminer ces irrégularités, une pré-campagne de terrain aurait dû être réalisée pour choisir des sites homogènes. De plus, des analyses spécifiques n'ont été réalisées que dans les sites de référence alors que les résultats ont dû être généralisés à l'ensemble des peuplements de chaque formation. En raison de la variabilité dans les différents sites, ces résultats sont à considérer avec une certaine réserve. Cependant, en raison des coûts très élevés de logistique de terrain en région éloignée, une telle campagne de terrain se justifiait difficilement. Cette méthode répond cependant à l'objectif premier de cette étude qui était d'obtenir un portrait régional des stocks et de la qualité du carbone organique des sols.

Il aurait de plus peut-être été préférable d'incuber tous les échantillons aux trois températures afin de voir la réactivité de tous les échantillons à une augmentation de température. Ceci aurait permis d'obtenir les Q_{10} pour chaque intervalle de températures et ce pour chacun des sites. Des contraintes de temps et d'espace dans les chambres de croissance ont limité l'étendue de l'expérimentation mais les résultats obtenus avec les sites de référence permettent tout de même de percevoir les différences entre les formations végétales.

Bibliographie

- Aerts, R. et F.S Chapin. 2000. « The mineral nutrition of wild plants revisited: a re-evaluation of processes and patterns ». *Advance in Ecological Research*, vol. 30, p. 1-67.
- Ågren, G.I. et E. Bosatta. 1987. « Theoretical analysis of the long-term dynamics of carbon and nitrogen in soils ». *Ecology*, vol. 68, p. 1181-1189.
- Ågren, G.I. et E. Bosatta. 1996. « Quality: A bridge between theory and experiment in soil organic matter studies ». *Oikos*, vol. 76, p. 522-528.
- Ågren, G. 2000. « Temperature dependence of old soil organic matter ». *Ambio*, vol. 29, p. 55
- Ågren, G.I. et E. Bosatta E. 2002. « Reconciling differences in predictions of temperature response of soil organic matter ». *Soil Biology and Biochemistry*, vol. 34, p. 129-132.
- Agriculture et Agroalimentaire Canada. 2002. *Le système canadien de classification des sols*. 3e éd.Publication 1646F. 196 p.
- Akselsson, C., B. Berg, V. Meentemeyer et O. Westling. 2005. « Scaling up carbon sequestration rates in organic layers of boreal and temperate forest soils - example Sweden » *Global Ecology and Biogeography*, vol. 14, p. 77-84.
- Alvarez, R. et C.R. Alvarez. 2000. « Soil organic matter pools and their associations with carbon mineralization kinetics ». *Soil Science Society of America Journal*, vol. 164, p. 184-189.
- Amato, M.A. et J.N. Ladd. 1992. « Decomposition of ¹⁴C-labelled glucose and legume material in soils: properties influencing the accumulation of organic residue C and microbial biomass C ». *Soil Biology and Biochemistry*, vol. 24, p. 455-464.
- Amiro, B.D., J.I. MacPherson, R.L. Desjardins, J.M. Chen, et J. Liu. 2003. « Post-fire carbon dioxide fluxes in the western Canadian boreal forest: evidence from towers, aircraft and remote sensing ». *Agricultural and Forest Meteorology*, vol. 115, p. 91-107.
- Anderson, D.W. et E.A. Paul. 1984. « Organo-mineral complexes and their study by radiocarbon dating ». *Soil Science Society of America Journal*, vol. 48, p. 298-301.
- Apps, M. J. et W. A. Kurz. 1991. « The role of Canadian forests and forest sector activities in the global carbon balance ». *World Resources*, vol. 3, p. 333-343.
- Apps, M.J., W.A. Kurz, R.J. Luxmoore, L.O. Nilsson, R.A. Sedjo, R. Schmidt, L.G. Simpson et T.S. Vinson. 1993. « Boreal forests and tundra ». *Water, Air and Soil pollution*, vol. 70, p. 39-53.

- Apps, M.J., P.Y. Bernier et J.S. Bhatti. 2006. « Forests in the Global Carbon Cycle: Implications of Climate Change ». In *Climate Change and Managed Ecosystems*, sous la dir. de J.S. Bhatti, R. Lal, M.J. Apps, and M.A. Price, p. 175-200. Florida, USA: Taylor & Francis Group, Boca Raton.
- Armentano, T.V. et C.W. Ralston. 1980. « The role of temperate zone forests in the global carbon cycle ». *Canadian Journal of Forest Research*, vol. 10, no. 1, p. 53-60
- Arnaud, M. et X. Emery. 2000. *Estimation et interpolation spatiale*. Hermes Science Publications, Paris.
- Arrouays, D., N. Saby, C. Walter, B. Lemerrier et C. Schvartz. 2006. « Relationships between particle-size distribution and organic carbon in French arable topsoils ». *Soil Use and Management*, vol. 22, no. 1, p. 48-51.
- Arseneault, D. et L. Sirois. 2004. « The millennial dynamics of a boreal forest stand from buried trees ». *Journal of Ecology*, vol. 92, p. 490-504.
- Baldock, J.A. et J.O. Skjemstad. 2000. « Role of the soil matrix and minerals in protecting natural organic materials against biological attack ». *Organic Geochemistry*, vol. 31, p. 697-710.
- Balesdent, J., E. Besnard, D. Arrouays et C. Chenu. 1998. « The dynamics of carbon in particle-size fractions of soil in a forest-cultivation sequence ». *Plant and Soil*, vol. 201, no.1, p. 49-57.
- Banfield, G.E., J.S. Bhatti, H. Jiang, M.J. Apps et T. Karjalainen. 2002. « Variability in regional scale estimates of carbon stocks in boreal forest ecosystems: results from west-central Alberta ». *Forest Ecology and Management*, vol. 169, p. 15-27.
- Batjes, N.H. 1996. « Total carbon and nitrogen in the soils of the world ». *European Journal of Soil Science*, vol. 47, p. 151-163.
- Bauhus, J., D. Paré et L. Côté. 1998. « Effects of tree species, stand age and soil type on soil microbial biomass and its activity in a southern boreal forest ». *Soil Biology and Biochemistry*, vol. 30, p. 1077-1089.
- Berg, B. 2000. « Litter decomposition and organic matter turnover in northern forest soils ». Acte du colloque The Ecology and management of Northern Forest Soils - An International Workshop' (Prince George, Canada, 13 au 18 juin 1998).
- Berg, B., C. McClaugherty, A.V. De Santo et D. Johnson. 2001. « Humus buildup in boreal forests: effects of litter fall and its N concentration ». *Canadian Journal of Forest Research*, vol. 31, p. 988-998.

- Bergeron, Y., 1991. « The influence of island and mainland lakeshore landscapes on boreal forest fire regimes ». *Ecology*, vol. 72, p.1980-1992.
- Bhatti, J.S. et M.J. Apps. 2000. « Carbon and nitrogen storage in upland boreal forests ». In *A systems analysis of the global boreal forest*, sous la dir. de Lal. R., J.M. Kimbell et B.A. Stewart p. 126-143. New York: Cambridge University press.
- Bhatti, J.S., M.J. Apps et H. Jiang. 2002. « Influence of nutrients, disturbances and site conditions on carbon stocks along a boreal forest transect in central Canada ». *Plant and Soil*, vol. 242, p.1-14.
- Binkley, D. et C.P. Giardina. 1998. « Why do trees species affect soils? The warp and woof of tree-soil interactions ». *Biogeochemistry*, vol. 42, p. 89-106.
- Birdsey, R. 2004. « Data gaps for monitoring forest carbon in the United States: an inventory perspective ». *Environmental Management*, vol. 33, p. S1- S8.
- Bohlen, P.J., P.M. Groffman, C.T. Driscoll, T.J Fahey et T.G. Siccama. 2001. « Plant - soil - microbial interactions in a northern hardwood forest ». *Ecology*, vol. 82, p. 965-978.
- Bonan, G.B. 1991. « A biophysical surface energy budget analysis of soil temperature in the boreal forests of interior Alaska ». *Water Resources Research*, vol. 27, p. 767-781
- Bonan, G.B. et K. Van Cleve. 1992. « Soil temperature, nitrogen mineralization, and carbon source-sink relationships in boreal forests ». *Canadian Journal of Forest Research*, vol. 22, p. 629-639.
- Borken, W., Y.J. Xu, E.A. Davidson et F. Beese. 2002. « Site and temporal variation of soil respiration in European beech, Norway spruce, and Scot pine forest ». *Global Change Biology*, vol. 8, p. 1205-1216.
- Borken, W. et F. Beese. 2005. « Soil respiration in pure and mixed stands of European beech and Norway spruce following removal of organic horizons ». *Canadian Journal of Forest Research*, vol. 35, p. 2756-2764.
- Bossatta, E. et G.I. Ågren. 1997. « Theoretical analyses of soil texture effects on organic matter dynamics ». *Soil Biology and Biochemistry*, vol. 29, p. 1633-1638.
- Bouchard, D., J. Deshayé et C. Fortin. 2004. *Centrale de l'Estmain-1-A et dérivation Rupert. Étude de la végétation et des espèces floristiques et fauniques à statut particulier*. Rapport préparé pour la Société d'énergie de la Baie James. FORAMEC, Québec. 91 p.
- Braun-Blanquet, J. 1932. *Plant sociology*. New York : McGraw-Hill Book Co. Inc., 439 p.

- Bremner, J.M. 1949. « Studies on soil organic matter I. The chemical nature of soil organic nitrogen ». *Journal of Agricultural Research*, vol. 39, p. 183–193.
- Brousseau, D. 2008. « Caractérisation des dépôts meubles et reconstitution paléogéographique quaternaire de la région du réservoir Eastmain-1, Baie James, Québec ». Mémoire de maîtrise, Montréal: Université du Québec à Montréal, 119 p.
- Canada, Ressources naturelles Canada, Service canadien des forêts. 1992. *The carbon budget of the Canadian forest sector: phase I*. NOR-X-26. Vancouver: Approvisionnement et Services Canada.
- Canada, Environnement Canada. 2007. « Archives nationales d'information et de données climatologiques ». En ligne : <http://climate.weatheroffice.ec.gc.ca/climatenormals.html> (Consulté le 24 mars 2007)
- Callesen, I., J. Liski, K. Raulund-Rasmussen, M.T. Olsson, L. Tau-Strand, L. Vesterdal et C.J. Westman. 2003. « Soil carbon stores in Nordic well drained forest soils relationships with climate and texture class ». *Global Change Biology*, vol. 9, p. 358–370.
- Carter, M.R. 1993. *Soil Sampling and Methods of Analysis*, Troisième édition, Boca Raton: Lewis Publishers, 983 p.
- CCNUCC. 1992. « The UN Framework Climate Change Convention ». En ligne: <http://unfccc.int/resource/docs/convkp/convfr.pdf>. (Consulté le 22 mai 2008)
- CCNUCC. 1997. « The Kyoto Protocol ». En ligne: <http://unfccc.int/resource/docs/convkp/kpfrench.pdf>. (Consulté le 22 avril 2008).
- CCNUCC. 2002. « A guide to the Climate Change Process ». 2e édition. En ligne : <http://unfccc.int/resource/process/guideprocess-p.pdf>. (Consulté le 22 mai 2008)
- Chaplot, V., M. Bernoux, C. Walter, P. Curmi et U. Herpin. 2001. « Soil carbon storage prediction in temperate hydromorphic soils using a morphologic index and digital elevation model ». *Soil Science*, vol.166, p. 48–60.
- Chapin, F.S., K. Van Cleve et P.R. Tryon. 1986. « Relationship of ion absorption to growth rate in taiga trees ». *Oecologia*, vol. 69, p. 239-242.
- Chartrand, N., R. Schetagne et R. Verdon. 1994. *Enseignements tirés du suivi environnemental au complexe La Grande. Compte rendus du Dix-huitième Congrès international des Grands Barrages*, (Durban, South Africa, 7-11 novembre 1994), Paris : Commissions internationales des Grands Barrages, p. 165-190.
- Chen, J. M., W. Chen, J. Liu et J. Chilar. 2000a. « Approaches for reducing uncertainties in regional forest carbon balance ». *Global biogeochemistry, Cycles* 14, p. 827-838.

Chen, J. M., W. Chen, J. Liu et J. Chilar. 2000b. « Annual carbon balance of Canada's forest during 1895-1996 ». *Global biogeochemistry*, Cycles 14, p. 839-850.

Collins, H.P., E.T. Elliott, K. Paustian, L.G. Bundy, W.A. Dick, D.R. Huggins, A.J.M. Smucker, et E.A. Paul. 2000. « Soil carbon pools and fluxes in long-term corn belt agroecosystem ». *Soil Biology and Biochemistry*, vol. 32, p. 157-168.

Conant, R.T., K. Paustian et E.T. Elliott. 2001. « Grassland management and conversion into grassland: Effects on soil carbon ». *Ecological Applications*, vol. 11, p. 343-355.

Creighton, M., X. Litton, M.G. Ryan, D.H. Knight et P.D. Stahl. 2003. « Soil-surface CO₂ efflux and microbial biomass in relation to tree density thirteen years after a stand replacing fire in a lodgepole pine ecosystem ». *Global Change Biology*, vol. 9, p. 680-697.

Comité canadien de l'inventaire forestier. 2003. « Inventaire forestier national du Canada : Ligne directrice de l'échantillonnage au sol ». En ligne <https://nfi.nfis.org/documentation/index>. En ligne (Consulté le 15 juin 2006).

Côté, L., S. Brown, D. Paré, J. Fyles et J. Bauhus. 2000. « Dynamics of carbon and nitrogen mineralization in relation to stand type, stand age and soil texture in the boreal mixedwood ». *Soil Biology and Biochemistry*, vol. 32, p. 1079-1090.

D'Arrigo, R., G.C. Jacoby et I.Y. Fung. 1987. « Boreal forests and atmosphere-biosphere exchange of carbon dioxide », *Nature*, vol. 329, p. 321-323.

Dalias, P., J.M. Anderson, P. Bottner et M.M. Coûteaux. 2001. « Long-term effects of temperature on carbon mineralisation processes ». *Soil Biology and Biochemistry*, vol. 33, p. 1049-1057.

Daniels, W.L., L.W. Zelazny et C.J. Everett. 1987. « Virgin hardwood forest soil of the southern Appalachian Mountains: II. Weathering, mineralogy, and chemical properties ». *Soil Science Society of America Journal*, vol. 51, p. 730-738.

Davidson, E.A. et I.A. Janssens. 2006. « Temperature sensitivity of soil carbon decomposition and feedbacks to climate change ». *Nature*, vol. 440, no. 9, p. 165-173.

Deans, J.R., J.A. Molina et C.E. Clapp. 1986. « Models for Predicting Potentially Mineralizable Nitrogen and Decomposition Rate Constants ». *Science Society of America Journal*, vol. 50, p. 323-326.

De Bruin, S. et A. Stein. 1998. « Soil - landscape modeling using fuzzy c-means clustering of attribute data derived from a digital elevation model (DEM) ». *Geoderma*, vol. 83, p. 17-33.

- De Jong, E., H.J.V. Schappert et K.B. MacDonald. 1974. « Carbon dioxide evolution from virgin and cultivated soil as affected by management practices and climate ». *Canadian Journal of Forest Research*, vol. 54, p. 299–307.
- Don, A., L. Robertson et C. Walter. 2007. « Spatial and vertical variation of soil carbon at two grassland sites: Implications for measuring soil carbon stocks ». *Geoderma*, vol. 06, p. 1016-1022.
- Dixon, R.K., S. Brown, R.A. Houghton, A.M. Solomon, M.C. Trexler et J. Wisniewski. 1994. « Carbon pools and flux of global forest ecosystems ». *Science*, vol. 263, p.185–190.
- Duchemin, É., M. Lucotte, R. Canuel et A. Chamberland. 1995. « Production of the greenhouse gases CH₄ and CO₂ by hydroelectric reservoirs of the boreal region ». *Global Biogeochemical Cycles*, vol. 9, no.4, p. 529-540.
- Duchemin, É., R. Canuel, P. Ferland et M. Lucotte. 1999. *Étude sur la production et l'émission de gaz à effet de serre par les réservoirs hydroélectriques d'Hydro-Québec et des lacs naturels* (Volet 2). Rapport scientifique préparé pour la Direction principal Planification Stratégique - Hydro-Québec, 48p.
- Dyke, A.S. et V.K. Prest. 1987. « Late Wisconsinian and Holocene history of the Laurentide Ice Sheet », *Géographie Physique et Quaternaire*, vol. 41, no 2, p. 237-263.
- Dyke, A.S. et A. Moore. 2003. « Deglaciation of North America ». Dossier publique 1574, Canada: Commission géologique du Canada.
- Eckmeier, E., R. Gerlach, J.O. Skjemstad, O. Ehrmann et M.W.I. Schmidt. 2007. « Minor changes in soil organic carbon and charcoal concentrations detected in a temperate deciduous forest a year after an experimental slash-and-burn ». *Biogeosciences*, vol. 4, p. 377-383.
- Edwards, C.A., D.E. Reichle et D.A. Jr Crossley. 1970. « The role of soil invertebrates in turnover of organic matter and nutrients ». In *Analysis of Temperate Forest Ecosystems*, D.E. Reichle (éd.), p. 12–172. New York: Springer-Verlag.
- Epron, D., V.L. Dantec, E. Dufrene et A. Granier. 2001. « Seasonal dynamics of soil carbon dioxide efflux and simulated rhizosphere respiration in a beech forest ». *Tree Physiology*, vol. 21, p. 145–152.
- Eswaran, H., E. Van den Berg et P. Reich. 1993. « Organic carbon in soils of the world ». *Soil Science Society of America Journal*, vol. 57, p. 192–194.
- Falloon, P.D., P. Smith, J.U. Smith, J. Szabo, K. Coleman et S. Marshall. 1998. « Regional estimates of carbon sequestration potential: linking the Rothamsted Carbon Model to GIS databases ». *Biology and Fertility Soils*, vol. 27, p. 236–241.

- Fan, S., M. Gloor, J. Mahlman, S. Pacala, J. Sarmiento, T. Takahashi et P. Tans. 1998. « A large terrestrial carbon sink in North America implied by atmospheric and oceanic carbon dioxide data models ». *Science*, vol. 282, p. 442-446.
- Fang, C, P. Smith, J.B. Moncrieff et J.O. Smith. 2005. « Similar response of labile and resistant soil organic matter pools to changes in temperature ». *Nature*, vol.433, p. 57-59.
- Fearnside, P.M. 2000. « Global warming and tropical land-use change : Green gaz emissions from biomass burning, decomposition and soils in forest conversion, shifting vegetation and secondary vegetation ». *Climate change*, vol. 46, p. 115-158.
- Field, C.B., M.J. Behrenfeld, J.T. Randerson et P. Falkowski. 1998. « Primary production of the biosphere: integrating terrestrial and oceanic components ». *Science* vol. 281, p. 237-240.
- Filion, L., D. Saint-Laurent, M. Despons et S. Payette. 1991. «The late Holocene record of eolian and fire activity in northern Québec, Canada». *The Holocene*, vol. 1, no 3, p. 201-208.
- Flanagan, P.W. et K. Van Cleve. 1983. « Nutrient cycling in relation to decomposition and organic-matter quality in taiga ecosystems ». *Canadian Journal of Forest Research*, vol.13, p. 795-817.
- Franconi, A. 1982. *Région de la Gorge Prosper*. Québec: Ministère de l'Énergie et des Ressources, Direction générale de la recherche géologique, MM 82-02, 59 p.
- Gagnon, R. 1989. « Maintien de limites abruptes entre des peuplements équiens d'épinette noire (*Picea mariana*) et des formations de feuillus intolérants (*Populus tremuloides* et *Betula papyrifera*) dans la région du Saguenay-Lac-Saint-Jean ». *Naturaliste Canadien*, vol. 116, p.117-124.
- Gardiner, A. 1968. « The Reputation of Birch for Soil ». Improvement. Forestry Commission, London, England.
- Gaudinski, J.B., S.E. Trumbore, E.A. Davidson et S.H. Zheng. 2000. « Soil carbon cycling in a temperate forest: radiocarbon based estimates of residence times, sequestration rates and partitioning of fluxes ». *Biogeochemistry*, vol. 51, p. 33-69.
- Giardina, C.P. et M.G. Ryan. 2000. « Evidence that decomposition rates of organic carbon in mineral soil do not vary with temperature ». *Nature*, vol. 404, p. 858-861.
- Giardina, C.P, M.G. Ryan, R.M. Hubbard et D. Binkley. 2001. « Tree species and soil texture controls on carbon and nitrogen mineralization rates ». *Soil Science Society of America Journal*, vol. 65, p.1272-1279.

- Giardina, C.P. et M.G. Ryan. 2002. Total belowground carbon allocation in a fastgrowing Eucalyptus plantation estimated using a carbon balance approach ». *Ecosystems*, vol. 5, p. 487-499.
- GIEC. 2007. « Bilan 2007 des changements climatiques-Rapport d'évaluation du Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat ». sous la dir.de R.K. Pachauri et A. Reisinger. GIEC, Genève, Suisse, 103 pages.
- Gobat, J.M., M. Aragno et W. Matthey. 2003. *Le Sol vivant*. 2^e éd. rev. et augm. Coll. «Gérer l'environnement», Lausanne : Presses polytechniques et universitaires romandes, 568p.
- Goodale, C.L., M.J. Apps, R.A. Birdsey, C.B. Field, L.S. Heath, R.A. Houghton, J.C. Jenkins, G.H. Kohlmaier, W. Kurz, S.Liu, G.J. Nabuurs, S.Nilson et A.Z. Shvidenko. 2002. « Forest carbon sinks in the northern hemisphere ». *Ecological Applications*, vol. 12, no. 3, p. 891-899.
- Gorham, E. 1991. «Northern peatlands: role in the carbon cycle and probable response to climatic warming». *Ecological Applications*, vol. 1, no 2, p. 182-195.
- Goulden, M.L., S.C. Wofsy, J.W. Harden, S.E. Trumbore, P.M. Crill, S.T. Gower, T. Fries, B.C. Daube, S.M. Fan, D.J. Sutton, A. Bazzaz et J.W. Munger. 1998. « Sensitivity of boreal forest carbon balance to soil thaw ». *Science*, vol. 279, p. 214-217.
- Gower, S.T., J.G. Vogel, J.M. Norman, C.J. Kucharik, S.J. Steele et T.K. Stow. 1997. «Carbon distribution and aboveground net primary production in aspen, jack pine, and black spruce stands in Saskatchewan and Manitoba, Canada ». *Journal of Geophysical Research*, vol. 102 (24D), p. 29029-29041.
- Gower, S.T., A. Hunter, J. Campbell, J. Vogel, H. Veldhuis, J. Harden, S. Trumore, J.M. Norman et C.J. Kucharik. 2000. « Nutrient dynamics of the southern and northern BOREAS boreal forests ». *Ecoscience*, vol. 7, p. 481-490.
- Gregorich, E.G., R.P. Voroney et R.G. Kachanoski. 1989. « Turnover of carbon through the microbial biomass in soils with different textures ». *Soil Biology and Biochemistry*, vol. 23, p. 799-805.
- Grenier, M., S. Labrecque et M. Garneau. 2008. *Cartographie des milieux secs pour le territoire de la phase 1 du secteur de la rivièreEastmain*. Accord de collaboration entre Hydro-Québec et Environnement Canada, No 6161-5-0412, 30 p.
- Guo, G., H. Zhang, K. Araya, H. Jia, K.Ohomiya et J. Matsuda. 2006. « Improvement of salt-affected soils, Part 3: Specific Heat of Salt-affected soils ». *Biosystems Engineering*, vol. 97, no 3, p. 413-418.

- Harden, J.W., S.E. Trumbore, B.J. Stocks, A. Hirsch, S.T. Gower, K.P. O'Neill et E.S. Kasischke. 2002. « The role of fire in the boreal carbon budget ». *Global Change Biology*, vol. 6, no. S1, p. 174 – 184.
- Hardy, L. 1982. «Le Wisconsinien supérieur à l'Est de la Baie James (Québec)». *Le Naturaliste canadien*, vol. 109, p. 333-351.
- Harmon, M.E., O.N. Krankina, M. Yatskov et E. Matthews. 2001. « Predicting broad-scale carbon stores of woody detritus from plot-level data ». In *Assessment methods for soil carbon*, sous la dir. de R. Lal, J. Kimble et B.A. Stewart, p 533–52. New York: CRC Press, Taylor and Francis Group.
- Haynes, B.E. et S.T.Gower. 1995. « Belowground carbon allocation in unfertilized and fertilized red pine plantations in northern Wisconsin ». *Tree Physiology*, vol. 15, p. 317–325.
- Heiri, O., A.F. Lotter et G. Lemcke. 1999. «Loss on ignition as a method for estimating organic and carbonate content in sediments: reproducibility and comparability of results». *Journal of Palaeolimnology*, vol. 25, p. 101-110.
- Hilgard, E. 1906. Soils, their formation, properties, compositions, and relations to climate and plant growth in the humid and arid regions. Macmillan, New York: NY.
- Hobbie, S.E. 1992. « Effects of plant species on nutrient cycling ». *Trends in Ecological Evolution*, vol. 7, p. 336–339.
- Hobbie, S.E., J.P. Schimel, S. Trumbore et J.R. Randerson. 2000. « Controls over carbon storage and turnover in high-latitude soils ». *Global Change Biology*, vol. 6, p. 196–210.
- Hobbie, S.E., M. Ogdahl, J. Chorover, O.A. Chadwick, J. Oleksyn, R. Zytowskiak et P.B. Reich. 2007. « Tree species effect on soil organic matter dynamics: The role of soil cation composition ». *Ecosystems*, vol. 10, p. 999-1018.
- Hoey, T.B. 2004. «The size of sedimentary particles», Chap. In *A practical guide to the study of glacial sediments*, sous la dir. de D. J. A. Evans et D. I. Benn, p. 54-77. London: Oxford University Press.
- Homann, P.S., P. Sollins, H.N. Chappell et A.G. Stangenberger. 1995. « Soil organic carbon in a mountainous forested region: relation to site characteristics». *Soil science society of America Journal*, vol. 62, p. 1468-1475.
- Homann, P.S., B.T. Bormann et J.R. Boyle. 2001. « Detecting treatment differences in soil carbon and nitrogen resulting from forest manipulations ». *Soil Science society of America Journal*, vol. 65, p. 463-469.

- Houel, S. 2003. « Dynamique de la matière organique terrigène dans les réservoirs boréaux ». Thèse de doctorat en sciences de l'environnement, Université du Québec à Montréal.
- Ireland, R.R. 1982. Moss Flora of the Maritime Provinces. Natural Museum of the Natural Sciences, Publications in Botany, No. 13. Ottawa, Canada. 738 p.
- Jandl, R., M. Lindner, L. Vesterdal, B. Bauwens, R. Baritz, F. Hagedorn, D. W. Johnson, K. Minkinen et K.A. Byrne. 2007. « How strongly can forest management influence soil carbon sequestration ? ». *Geoderma*, vol. 137, p. 253-268.
- Janssens, I.A., H. Lankreijer, G. Matteucci, A.S. Kowalski, N. Buchmann, D. Epron, K. Pilegaard, W. Kutsh, B. Longdoz, T. Grunwald, L. Montagnani, S. Dore, C. Rebmann et autres. 2001. « Productivity overshadows temperature in determining soil and ecosystem respiration across European forests ». *Global Change Biology*, vol. 7, p. 269-278.
- Jarvis, P.G. 1989. « Atmospheric Carbon Dioxide and Forests ». *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, vol. 324, p. 369-392.
- Jenkinson, D.S. 1990. The turnover of organic carbon and nitrogen ». *Philosophical Transactions: Biological Science*, vol. 329, p. 361-367.
- Jenkinson, D.S., D.E. Adams et A. Wild. 1991. « Model estimates of CO₂ emissions from soil in response to global warming ». *Nature*, vol. 351, p. 304-306.
- Jenny, H. 1941. *Factors of Soil Formation: A System of Quantitative Pedology*, 1^{ère} éd. New York: McGraw-Hill Book Co, 324 p.
- Jenny, H. 1980. *The Soil Resource*. Coll. « Ecological Studies », vol. 37. Berlin: Springer-Verlag, 377 p.
- Jobbagy, E.G. et R.B. Jackson. 2000. « The vertical distribution of soil organic carbon and its relation to climate and vegetation ». *Ecological Applications*, vol. 10, p. 423-436.
- Johnson, D.W. et P.S. Curtis. 2001. « Effects of forest management on soil C and N storage: meta analysis ». *Forest Ecology and Management*, vol. 140, p. 227-238.
- Kasischke, E.S., N.L. Christensen et B.J. Stocks. 1995. « Fire, global warming, and the carbon balance of boreal forests ». *Ecological Applications*, vol. 5, p. 437-451.
- Kasischke, E.S. et B.J. Stocks. 2000. « Modeling of fire and ecosystem processes and the effects of climate change on carbon cycling in boreal forests ». Chap. In *Fire, Climate Change and Carbon Cycling in the Boreal Forest*, Ecological Studies Series, Springer- p. 347-355, Verlag, New York.

- Kilbertus, G. 1980. « Microhabitats in soil aggregates. Their relationship with bacterial biomass and size of prokaryotes present ». *Revue d'Ecologie et de Biologie du Sol*, vol. 17, p. 543-557.
- King, D., H. Bourennane, M. Isambert, et J.J Macaire. 1999. « Relationship of the presence of a non-calcareous clay-loam horizon to DEM attributes in a gently sloping area ». *Geoderma*, vol. 89, p. 95-111.
- Kirschbaum, M.U.F. 1993. « A modelling study of the effects of changes in atmospheric CO₂ concentration, temperature and atmospheric nitrogen input on soil organic carbon storage ». *Tellus*, vol. 45B, p. 321-334.
- Kirschbaum, M.U.F. 1995. « The temperature dependence of soil organic matter decomposition and the effect of global warming on soil organic carbon storage ». *Soil Biology and Biochemistry*, vol. 27, p. 753-760.
- Kirschbaum, M.U.F. 2000. « Will changes in soil organic carbon act as a positive or negative feedback on global warming? ». *Biogeochemistry*, vol. 48, p. 21-51.
- Klimanek, E.M. 1994. « Messung der CO₂-Freisetzung aus Bodenproben von Laborinkubationsversuchen im Gaskreislaufverfahren ». *Agribiological Research*, vol. 47, p. 280-308.
- Konen, M.E., P.M. Jacobs, C.L. Burras, .B.J. Talaga et J.A. Mason. 2002. «Equations for Predicting Soil Organic Carbon Using Loss-on-Ignition for North Central U.S. Soils ». *Soil Science. Society of America. Journal*, vol. 66, p. 1878-1881.
- Kononova, M.M. 1966. *Soil organic matter. Its nature. Its role in soil formation and soil fertility*. 2^e éd. Oxford. U.K.: Pergammon Press, 570 p.
- Kulmatiski, A., D.J. Vogt, T.G. Siccama et K.H. Beard. 2003. « Detecting nutrient pool changes in rocky forest soils ». *Soil Science Society of America Journal*, vol. 67, p.1282-1286.
- Kurz, W.A.; M.J. Apps; T.M. Webb; et P.J. McNamee. 1992. *The Carbon Budget of the Canadian Forest Sector: Phase I*. NOR-X-326.Northern Forestry Centre, Service Canadien des Edmonton, Alberta.Forêts,
- Kurz, W.A, M.J. Apps, T.M. Webb et P.J. McNamee. 1993. « The Carbon Budget of the Canadian Forest Sector: phase 1 ». *Simulation*, vol. 61, no. 2, p. 139-144.
- Kurz, W.A.; M.J. Apps; B.J. Stocks; et W.J.A. Volney. 1995. « Global climatic change: disturbance regimes and biospheric feedbacks of temperate and boreal forests ». In *Biotic Feedbacks in the Global Climatic System: Will the Warming Feed the Warming?* G.M. Woodwell et F.T. Mackenzie (eds.), p. 119-133. New York: Oxford University Press

- Kurz, W. A. et M.J. Apps. 1999. « A 70-year retrospective analysis of carbon fluxes in the Canadian forest sector ». *Ecological Applications*, vol. 9, no 2, p.526-547.
- Kurz, W.A. 2000. « Boreal Forest Carbon Budgets ». In *The Role of Boreal Forests and Forestry in the Global Carbon Budget*, IBFRA conference (Edmonton, 8-12 mai 2000) sous la dir. de M.J. Apps. et J. Marsden, 195 p.
- Lafond, R., C. Claude et J.P. Ducruc. 1992. *Pédologie forestière*, Mont-Royal (Québec): Modulo, 146 p.
- Lal, R. 2004. « Soil carbon sequestration impacts on climate change and food security ». *Science*, vol. 304, p. 1623-1627.
- Lal, R. 2005. « Forest soils and carbon sequestration ». *Forest Ecology and Management*, vol. 220, p. 242-258.
- Lambers, H., F.S. Chapin et T. Pons. 1998. « Decomposition ». In *Plant Physiological Ecology*, sous la dir. de Hans Lambers, F. Stuart, Chapin et Thijs Leendert Pons, p. 495-502. New York: Springer.
- Lecompte, N., M. Simard, N. Fenton et Y.Bergeron. 2006. « Fire severity and long-term ecosystem biomass dynamics in coniferous boreal forests of Eastern Canada ». *Ecosystems*, vol. 9, p. 1215-1230.
- Lecompte, N et Y.Bergeron. 2005. «Successional pathways on different surficial deposits in the coniferous boreal forest of the Quebec Clay Belt ». *Canadian Journal of forest research*, vol. 35, no. 8, p. 1984-1995.
- Lindroth, A., A. Grelle et A.S. Moren. 1998. « Long term measurements of boreal forest carbon balance reveal large temperature sensitivity ». *Global Change Biology*, vol. 3, p. 443-450.
- Liski, J. et C.J. Westman. 1995. « Density of organic carbon in soil at coniferous forest sites in Southern Finland ». *Biochemistry*, vol. 29, p. 183-197.
- Liski, J. et C.J. Westman. 1997. « Carbon storage in forest soil of Finland. 1. Effect of thermoclimate ». *Biogeochemistry*, vol. 36, p. 239-260.
- Liski, J., H. Ilvesniemi, A. Makela et C.J. Westman. 1999. « CO₂ emissions from soil in response to climatic warming are overestimated- the decomposition of old soil organic matter is tolerant of temperature ». *Ambio*, vol. 28, p.171-174.
- Liski, J., A. Nissinen, M. Erhard et O. Taskinen. 2003. « Climate effects on litter decomposition from arctic tundra to tropical rainforest ». *Global Change Biology*, vol. 9, p. 575-584.

- Litvak, M., S. Miller, S.C. Wofsy et M.L. Goulden. 2003. « Effect of stand age on whole ecosystem CO₂ exchange in the Canadian boreal forest ». *Journal of Geophysical Research*, vol. 108, no. D3, p.554-561.
- Lovett, G.M., L.M. Christenson, P. M. Groffman, C.G. Jones, J.E. Hart et M. J. Mitchell. 2002. « Insect Defoliation and Nitrogen Cycling in Forests ». *Bioscience*, vol. 52, no. 4, p. 335–341.
- Luo, Y., S. Wan, D. Hui et L.L. Wallace. 2001. « Acclimatization of soil respiration to warming in a tall grass prairie ». *Nature*, vol. 413, p. 622–625.
- Lundegardh, H. 1927. « Carbon dioxide evolution and crop growth ». *Soil Science*, vol. 23, p. 417-453.
- Macfarlane, C., C.M. Warren, D.A. White et M.A. Adams. 1999. « Rapid and simple method for processing wood to crude cellulose for analysis of carbon isotope discrimination in tree rings ». *Tree Physiology*, vol. 19, p. 831-836.
- McGuire, A.D., J.M. Mellilo, D.W. Kicklighter et L.A. Joyce. 1997. « Equilibrium response of global net primary production and carbon storage to doubled atmospheric carbon dioxide: sensitivity to changes in nitrogen concentration ». *Global biogeochemistry*, vol. 11, p. 173-189.
- Malhi, Y., D.D. Baldocchi et P.G. Jarvis. 1999. « The carbon balance of tropical, temperate and boreal forests ». *Plant-Cell and Environment*, vol. 22, no. 66, p. 715-740.
- Marie-Victorin, Frère. 1995. *Flore Laurentienne*, Troisième édition. Montréal: Les Presses de l'Université de Montréal, 1093 p.
- Martel, Y.A. et E.A. Paul. 1974. « Effects of cultivation on organic matter of grassland soils as determined by fractionation and radiocarbon dating ». *Canadian Journal of Soil Science*, vol. 54, p. 419–426.
- Matus, F. J., C. H. Lusk et C. R. Maire. 2008. « Effects of soil texture, carbon input rates, and litter quality on free organic matter and nitrogen mineralization in Chilean rain forest and agricultural soils ». *Communications in Soil Science and Plant Analysis*, vol. 39, p.187-201.
- McClaugherty, C. et B. Berg. 1987. « Cellulose, lignin and nitrogen concentrations as rate regulating factors in late stages of forest litter decomposition ». *Pedobiologia*, vol. 30, p.101–112.
- McLauchlan, K.K. et S.A. Hobbie. 2004. « Comparison of labile soil organic matter fractionation techniques ». *Soil Science society of America Journal*, vol. 68, p. 1616–1625.

- Melillo, J.M., J.D. Aber et J.F. Muratone. 1982. Nitrogen and lignin control of hardwood leaf litter decomposition dynamics ». *Ecology*, vol. 63, p. 621-626.
- Melillo, J.M., J.D. Aber, A.E. Linkins, A. Ricca, B. Fry et K.J. Nadelhoffer. 1989. « Carbon and nitrogen dynamics along the decay continuum: plant litter to soil organic matter ». *Plant and Soil*, vol. 115, p. 189-198.
- Melillo, J.M., P.A. Steudler, J.D. Aber, K. Newkirk, H. Lux, F.P. Bowles, C. Catricala, A. Magill, T. Ahrens et S. Morrisseau. 2002. « Soil warming and carbon-cycle feedbacks to the climate system ». *Science*, vol. 298, p. 2173-2176.
- Meentemeyer, V. 1978. « Macroclimate and lignin control of decomposition rates ». *Ecology*, vol. 59, p. 465-472.
- Nalder, I.A. et R.W. Wein. 2006. « A model investigation of a long term carbon dynamics in boreal forests of western Canada I. Model development and validation ». *Ecological Modelling*, vol. 192, no. 1-2, p. 37-66.
- Oades, J.M., 1988. « The retention of organic matter in soils ». *Biogeochemistry*, vol. 5, p. 35-70.
- O'Neill, K.P., E.S. Kasischke et D.D. Richter. 2003. « Seasonal and decadal patterns of soil carbon uptake and emission along an age sequence of burned black spruce stands in interior Alaska ». *Journal of Geophysical Research*, vol. 108, 8155, doi:10.1029 / 2001JD000443.
- Palmer, C.J., W.D. Smith et B.L. Conkling. 2002. « Development of a protocol for monitoring status and trends in forest soil carbon at a national level ». *Environmental Pollution*, vol. 116, p. S209-S219.
- Paré, D. et Y. Bergeron. 1996. « Effect of colonizing tree species on soil nutrient availability in a clay soil of the boreal mixedwood ». *Canadian Journal of Forest Research*, vol. 26, no. 6, p. 1022-1031.
- Paré, D., R. Boutin, G.R. Larocque et F. Raulier. 2006. « Effect of temperature on soil organic matter decomposition in three forest biomes of eastern Canada ». *Canadian Journal of Soil science*, vol. 86, p. 247-256.
- Parton, W.J., D.S. Schimel, C.V. Cole et D.S. Ojima. 1987. « Analysis of factors controlling soil organic matter levels in Great Plains grasslands ». *Soil Science society of America Journal*, vol. 51, p. 1173-1179.
- Paul, E.A., R.F. Follett, S.W. Leavitt, A. Halvorson, G.A. Peterson et D.J. Lyon. 1997. « Radiocarbon dating for determination of soil organic matter pool sizes and dynamics ». *Soil Science society of America Journal*, vol. 61, p. 1058-1067.

- Paul, K.I., P.J. Polglase, J.G. Nyakuengama et P.K. Khanna. 2002. « Change in soil carbon following afforestation ». *Forest Ecology and Management*, vol. 168, p. 241–257.
- Paul, E.A., S.J. Morris, R.T. Conant et A.F. Plante. 2006. « Does the acid hydrolysis incubation method measure meaningful soil organic carbon pools? ». *Soil Science Society of America Journal*, vol. 70, p. 1023–1035.
- Payette, S. 1993. « The range limit of boreal tree species in Québec-Labrador: an ecological and palaeoecological interpretation ». *Revue of Palaeobotany and Palynology*, vol. 79, p. 7–30.
- Peltoniemi, M., R. Mäkipää, J. Liski et P. Tamminen. 2004. « Changes in soil carbon with stand age – an evaluation of a modeling method with empirical data ». *Global Change Biology*, vol.10, p. 2078–2091.
- Peng, C., M.J. Apps et D.T. Price. 1998. « Simulating carbon dynamics along the Boreal Forest Transect Case Study (BFTCS) in central Canada ». *Global Biogeochemistry Cycles*, vol.12, p. 381–402.
- Plante, A.F. et W.B. McGill. 2002. « Soil aggregate dynamics and the retention of organic matter in laboratory soil with differing simulated tillage frequencies ». *Soil and Tillage Research*, vol. 66, no. 1, p. 79–92.
- Plante, A.F., R.T. Conant, E.A. Paul, K. Paustian et J. Six. 2006. « Acid hydrolysis of easily dispersed and micro aggregate-derived silt and clay-sized fractions to isolate a resistant fraction of soil organic matter ». *European Journal of Soil Science*, vol. 57, p. 456–467.
- Post, W.M., W.R. Emanuel, P.J. Zinke et G. Stangenberger. 1982. « Soil carbon pools and world life zones ». *Nature*, vol. 298, p. 156–159.
- Post, W.M. et L.K. Mann. 1990. « Changes in soil organic carbon and nitrogen as a result of cultivation. In *Soils and the Greenhouse Effect*, New York: A.F. Bouwman (éd.), J. Wiley and Sons, p. 401–406.
- Potter, C.S. 1997. « An ecosystem simulation model for methane production and emission from wetlands ». *Global Biogeochemistry Cycles*, vol. 11, p. 495–506.
- Prentice, I. C., W. Cramer, S. P. Harrison, R. Leemans, R. A. Monserud et A. M. Solomon. 1992. « A global biome model based on plant physiology and dominance, soil properties and climate ». *Journal of Biogeography*, vol. 19, p. 117–134.
- Prentice, I.C., G.D. Farquhar, M.J.R. Fasham, M.L. Goulden, M. Heimann, V.J. Jaramillo, H.S. Khesghi, C. Le Quéré, R.J. Scholes, et D.W.R. Wallace. 2001. « The carbon cycle and atmospheric carbon dioxide » In *Climate Change 2001: The Scientific Basis: Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the*

- Intergovernmental Panel on Climate Change, J.T. Houghton et al., (éds). 881 p., New York: Cambridge University Press.
- Prescott, C.E. et C. Preston. 1994. « Nitrogen mineralization and decomposition in forest floors in adjacent plantations of western red cedar, western hemlock, and Douglas-fir ». *Canadian Journal of Forest Research*, vol. 24, p. 2424-2431..
- Prescott, Cindy E., Doug G. Maynard et Raija Laiho. 2000. « Humus in northern forests: friend or foe? ». *Forest Ecology and Management*, vol. 133, no. 1-2, p. 23-36.
- Preston, C.M., J.A. Trofymow, J. Niu, et C.A. Fyfe. 2002. « Harvesting and climate effects on organic matter characteristics in British Columbia coastal forests ». *Journal of Environmental Quality*, vol. 402, p. 413-431.
- Prichard, S.J., D.L. Peterson et R.D. Hammer. 2000. « Carbon distribution in sub-alpine forests and meadows of the Olympic Mountain, Washington ». *Soil Science society of America Journal*, vol. 64, p. 1834-1845.
- Pritchett, W.L. et R.F. Fisher. 1987. *Properties and Management of Forest Soils*, 2e éd. New York: Wiley, p. 494.
- Quideau, S.A., O.A. Chadwick, A. Benesi, R.C. Graham et M.A. Anderson. 2001. « A direct link between forest vegetation type and soil organic matter composition ». *Geoderma*, vol. 104, no. 1-2, p. 41-60.
- Raich, J.W. et K.J. Nadelhoffer. 1989. « Belowground carbon allocation in forest ecosystems: global trends ». *Ecology*, vol. 70, p. 1346-1354.
- Raich, J.W. et W.H. Schlesinger. 1992. « The global carbon dioxide flux in soil respiration and its relationship to vegetation and climate ». *Tellus*, vol. 44, p. 81-99.
- Raich, J.W. et A. Tufekcioglu. 2000. « Vegetation and soil respiration: Correlations and controls ». *Biogeochemistry*, vol. 48, p. 71-90.
- Rapalee, G., S.E. Trumbore, E.A. Davidson, J.W. Harden et H. Veldhuis. 1998. « Soil carbon stocks and their rates of accumulation and loss in a boreal landscape ». *Global Biogeochemical Cycles*, vol. 12, p. 687-701.
- Reichstein, M., A. Rey, A. Freibauer, J. Tenhune, R. Valentini, J. Banza et autres. 2003. « Modeling temporal and large-scale spatial variability of soil respiration from soil water availability, temperature and vegetation productivity indices ». *Global Biogeochemistry Cycles*, vol 17, no.4. 1104, doi:10.1029/2003GB005035.
- Rey, A., E. Pegoraro, V. Tedeschi, I. De Parri, P.G. Jarvis, G. Paul et R. Valentini, R. 2002. « Annual variation in soil respiration and its components in an oak coppice forest in central Italy ». *Global Change Biology*, vol. 8, p. 851-866.

- Rey, A. et P. Jarvis. 2006. « Modelling the effect of temperature on carbon mineralization rates across a network of European forest sites (FORCAST) ». *Global Change Biology* vol. 12, p.1894-1908.
- SAS. 1985. SAS Statistics, 5ème . édition. SAS Institute, Cary, NC.
- Schimel, D.S., T.G.F. Kittel, A.K. Knapp, T.R. Seastedt, W.J. Parton et V.B. Brown. 1991. « Physiological interactions along resource gradients in a tallgrass prairie ». *Ecology*, vol. 72, p. 672-684.
- Schimel, D.S., B.H. Braswell, E.A. Holland, R. McKeown, D.S. Ojima, T.H. Painter, W.J. Parton et A.R. Townsend. 1994. « Climatic, edaphic and biotic controls over storage and turnover of carbon in soils ». *Global Biogeochemical Cycles*, vol. 8, p. 279-293.
- Schjønning, P., I.K. Thomsen, J.P. Møberg, H. de Jonge, K. Kristensen et B.T. Christensen. 1999. « Turnover of organic matter in differently textured soils: I. Physical characteristics of structurally disturbed and intact soils ». *Geoderma*, vol. 89, p. 177-198.
- Schlesinger, W.H. 1977. « Carbon balance in terrestrial detritus ». *Annual Review of Ecology and Systematics*, vol. 8, p. 51-81.
- Scott, N.A., C.V. Cole, E.T. Elliott, et S.A. Huffman. 1996. « Soil textural control on decomposition and soil organic matter dynamics ». *Soil Science society of America Journal*, vol. 60, p.1102-1109.
- Sedjo, R.A. 1992. « Temperate forest ecosystems in the global carbon cycle ». *Ambio*, vol. 21, p. 274-277.
- Service canadien des forêts. 2006. « Le modèle du bilan du Carbone pour le secteur forestier canadien (CBM-CFS2) ». En ligne. http://carbon.cfs.nrcan.gc.ca/cbm/index_f.html. (Consulté le 18 juin 2008).
- Sheldrick, B.H. 1984. *Analytical methods manual*. Land Resource Research Institute, Ottawa, Ontario: Agriculture Canada, Contribution no 84-30.
- Siltanen, R.M., M.J. Apps, S.C. Zoltai, R.M. Mair et W.L. Strong. 1997. « A soil profile and organic carbon data base for Canadian forest and tundra mineral soils, Canadian Forestry Service, Northern Forest Center, Edmonton, Alberta.
- Six, J., E.T. Elliott et K. Paustian. 2000. « Soil macroaggregate turn over and microaggregate formation: A mechanism for C sequestration under no-tillage agriculture ». *Soil Biology and Biochemistry*, vol. 32, p. 2099-2103.

- Smith, T.M., W.P. Cramer, R.K. Dixon, R.P. Neilson et A.M. Solomon. 1993. « The global terrestrial carbon cycle ». *Water, Air and Soil pollution*, vol. 70, p. 19-37.
- Smith, T.M et H.H. Shugart. 1993. «The transient response of terrestrial carbon storage to a perturbed climate». *Nature*, vol. 361, p. 323-326.
- Smith, P., J.U. Smith, D.S. Powlson, W.B. McGill, J.R.M. Arah, O.G. Chertov, K. Coleman, U. Franko, S. Frolking, D.S. Jenkinson, L.S. Jensen, R.H. Kelly et autres. 1997. « A comparison of the performance of nine soil organic matter models using datasets from seven long-term experiments ». *Geoderma*, vol. 81, p.153-225.
- Sombroek, W.G., F.O. Nachtergaele et A. Hebel. 1993. « Amounts, dynamics and sequestering of carbon in tropical and subtropical soils ». *Ambio*, vol. 22, p. 417-426.
- Spain, A.V. 1990. « Influence of environmental conditions and some soil chemical properties on the carbon and nitrogen contents of some Australian rainforest soils ». *Australian Journal of Soil Research*, vol. 28, p. 825-839.
- Stanford, G et S.J. Smith. 1972. « Nitrogen mineralization potential of soils Proceedings ». *Soil Science Society of America*, vol. 36, p. 465-472
- Stocks, B.J., J.A. Mason, J.B. Todd, E.M. Bosch, B.M. Wotton, B.D. Amiro, M.D. Flannigan, K.G. Hirsch, K.A. Logan, D.L. Martell et W.R. Skinner. 2002. «Large forest fires in Canada, 1959-1997 ». *Journal of Geophysical Research*, vol. 108 p.8149-8158.
- Sundquist, E.T. 1993. « The global carbon dioxide budget ». *Science*, vol. 259, p. 934-941.
- Tans, P.P., I.V. Fung, et T. Takahashi. 1990. « Observational constraints on the global atmospheric CO₂ budget ». *Science*, vol. 247, p. 1431-1438.
- Therrien, J. 2003. Revue des connaissances sur les gaz à effet de serre des milieux aquatiques : Le gaz carbonique, l'oxide nitreux et le méthane. Rapport du groupe conseil GENIVAR inc. présenté à Hydro-Québec, Direction des barrages et environnement, Montréal.
- Thomsen, I.K., P. Schjønning, B. Jensen, K. Kristensen et B.T. Christensen. 1999. « Turnover of organic matter in differently textured soils. II. Microbial activity as influenced by soil water regimes ». *Geoderma*, vol. 89, p. 199-218.
- Thornley, J.H.M. et M.G.R. Cannell. 2001. « Soil carbon storage response to temperature: an hypothesis ». *Annals of Botany*, vol. 87, p. 591-598.
- Tiessen, H., J.W.B. Stewart et J.D. Noir. 1983. « Changes in organic and inorganic phosphorus composition of two grassland soils and their particle size fractions during 60-90 years of cultivation ». *Journal of Soil Science*, vol. 34, no. 4, p. 815-823.

- Tisdall, J.M. 1996. « Formation of soil aggregates and accumulation of soil organic matter ». In *Structure and organic matter storage in agricultural soil*. Collection Advance in soil science. Martin R Carter et B A Stewart (éds.) CRC press p. 57-87.
- Tremblay, A. et J. Therrien. 2004. « Gross emission of GHG from boreal reservoirs over time ». In *Greenhouse gaz emissions from natural environments and hydroelectric reservoirs: fluxes and process*, A Tremblay, L Varfalvy, C Rhoem *et al.*, p. 267-291. New York: Springer-Verlag. 732 p.
- Tremblay, S., R. Quimet et D. Houle. 2002. « Prediction of organic carbon content in upland forest soils of Quebec, Canada ». *Canadian Journal of Forest Research*, vol. 32, p. 903-914.
- Trumbore, S.E., O.A. Chadwick et R. Amundson. 1996. « Rapid exchange between soil carbon and atmospheric carbon dioxide driven by temperature change ». *Science*, vol. 272, p. 393-396.
- Turpin, H.W. 1920. The carbon dioxide of the soil air. Cornell Univ. Agricultural experiment station, Memoir 22.
- Ullah, S.R., R. Frasier, L. Pelletier et T.R. Moore. 2009. « Greenhouse gas fluxes from boreal forest soils during the snow free period ». *Canadian Journal of Forest Research*, sous presse.
- Van Veen, J.A. et E.A. Paul. 1981. « Organic carbon dynamics in grassland soil. Background simulation and model verification ». *Canadian Journal of Soil Science*, vol. 61, p. 185-201.
- Van Cleve, K.L., O.R. Schlentner, L.A Viereck et C.T. Dyrness. 1983. «Productivity and nutrient cycling in taiga ecosystems». *Canadian Journal of Forest Research*, vol. 13, p. 747-766.
- Venterea, R.T., G.M. Lovett, P.M. Groffman et P.A. Schwarz. 2003. « Landscape patterns of net nitrification in a northern hardwood conifer forest ». *Soil Science Society of America Journal*, vol. 67, p. 527- 539.
- Vesterdal, L,I.K. S.I. Callesen, L.O. Nilsson et P. Gundersen. 2008. « Carbon and nitrogen in forest floor and mineral soil under six common European tree species ». *Forest Ecology and Management*, vol. 255, no. 1, p. 35-48.
- Viereck, L.A., C.T. Dyrness, K. Van Cleve et M.J. Foote. 1983. « Vegetation, soils and forest productivity in selected forest types in interior Alaska ». *Canadian Journal of Forest Research*, vol. 13, p. 703-720.
- Vincent, J.S. 1989. «Le Quaternaire du sud-est du Bouclier canadien» Chap. In *Le*

- Quaternaire du Canada et du Groenland, Géologie du Canada*, sous la direction de R. J. Fulton, Canada: Commission géologique du Canada, vol. 1, p. 266-295.
- Vitousek, P.M., J.D. Aber, R.W. Howarth, G.E. Likens, P.A. Matson, D.W. Schindler, W.H. Schlesinger et D.G. Tilman. 1997. « Technical Report: Human Alteration of the Global Nitrogen Cycle: Sources and Consequences ». *Ecological Applications*, vol. 7, no. 3, p. 737-750.
- Wardle, D.A. et P. Lavelle. 1997. « Linkages between soil biota, plant litter quality and decomposition ». In *Driven by Nature: Plant Litter Quality and Decomposition*, G. Cadisch et K. E. Giller (eds), p. 107-124.
- Waring, R.H. et W.H. Schlesinger. 1985. *Forest Ecosystems: Concepts and Management*, Orlando: Academic Press, 340p.
- Watson, R.H., H. Rhodes, H. Oeschger et U. Siegenthaler. 1990. Greenhouse gases and aerosols. Climate change: the IPCC scientific assessment. J.T. Houghton *et al.* (éds), p. 5-40. Cambridge University Press, New York.
- Wein, R. W. et D.A MacLean. 1984. « The role of fire in northern circumpolar ecosystems ». *Forest Science*, vol. 30, no. 3, p. 615-616.
- Wiant, H.V. 1967. « Influence of moisture content on soil respiration ». *Journal of forestry*, vol. 65, p. 902-903.
- Winkler, J.P., R.S. Cherry et W.H. Schlesinger. 1996. « The Q(10) relationship of microbial respiration in a temperate forest soil ». *Soil Biology and Biochemistry*, vol. 28, p. 1067-1072.
- Wotton, B.M et M.D Flannigan. 1993. « Length of the fire season in a changing climate ». *Forest Chronicle*, vol. 69, p. 187-192.
- Wright, H.A. et A.W. Bailey. 1982. *Fire ecology: United States and southern Canada*. New York: John Wiley and Sons, 501 p
- Xu, J.M., H.H. Cheng, W.C. Koskinen et J.A.E. Molina. 1997. « Characterisation of potentially bioreactive soil organic carbon and nitrogen by acid hydrolysis ». *Nutrient Cycling in Agrosystems*, vol. 49, p. 267-271.
- Yu, Z., M. Apps et J. Bhatti . 2002. « Implications of floristic and environmental variation for carbon cycle dynamics in boreal forest ecosystems of central Canada » *Journal of Vegetation Sciences*, vol. 13, p. 327-40.

Annexe 1 (Appendix 1) Principales caractéristiques écologiques des sites à l'étude
Main ecological characteristics of the studied sites

Vegetation types	Stands	Age (y)	Tree species	Soil texture	Soil types	Litterfall ($\text{g m}^{-2} \text{y}^{-1}$)
17yb	1	15	BS	LS	Humo-ferric podzol	120.07±24.04
17yb	3	15	JP	LS	Humo-ferric podzol	
17yb	4	15	JP	LLI	Humo-ferric podzol	
17yb	5	17	JP	SL	Humo-ferric podzol	
17yb	6	17	JP	LLI	Humo-ferric podzol	
2yb	1	1	JP	SL	Humo-ferric podzol	26.08±7.41
2yb	2	4	JP	SL	Humic podzol	
2yb	3	4	JP	S		
2yb	4	4	BS	SL	Humo-ferric podzol	
2yb	5	4	JP	SL	Humic podzol	
CC	1	87	BS			277.19±24.15
CC	2	32	BS	LS	Humo-ferric podzol	
CC	4	36	BS	LS	Humo-ferric podzol	
CC	5	35	JP	LS	Brunisol	
CC	9	34	JP	LS	Humic podzol	
DEC	1	21	TA	LS	Brunisol	297.90±49.59
DEC	2	23	TA	SL	Humo-ferric podzol	
DEC	3	25	TA	SL	Humo-ferric podzol	
DEC	8	35	TA	SL	Humo-ferric podzol	
DEC	9	41	TA	SL	Gleysol	
OC	1	18	JP	LS		159.50±18.18
OC	4	96	BS	SL	Humo-ferric podzol	
OC	5	82	BS	SL	Humo-ferric podzol	
OC	6	84	BS	LS	Brunisol	
OC	7	90	JP	LS	Humo-ferric podzol	

Annexe 1 (suite)

Vegetation types	Stands	Horizons	Thickness	Drainage	Slope (°)	kg C m ⁻²	C/N	OM (%)	Bulk density	% C hydrolyzable	pHCaCl2	CEC
17yb	1	FH	12.0	2	5	4.8	38.4	77.5	0.1	18.1	4.8	3.7
17yb	3	FH	6.0	2	2	3.5	47.1	77.7	0.2	16.8	3.0	2.9
17yb	4	FH	7.0	2	2	4.9	38.2	82.2	0.3	18.4	3.0	2.5
17yb	5	FH	4.7	2	2	2.7	47.7	73.9	0.2	19.3	3.0	3.0
17yb	6	FH	10.0	2	4	4.4	46.6	56.9	0.2	20.8	3.2	2.3
2yb	1	FH	7.0	2	3	2.7	47.7	78.0	0.1	14.8	3.3	2.9
2yb	2	FH	12.0	3	3	7.5	42.4	57.9	0.2	20.0	3.2	2.7
2yb	3	FH	1.5	2	7	0.9	49.0	49.8	0.2	21.0	3.0	2.3
2yb	4	FH	7.0	3	7	4.3	41.9	96.5	0.2	20.0	3.2	2.8
2yb	5	FH	8.0	2	3	2.5	58.9	68.2	0.1	18.6	3.2	2.2
CC	1	FH	25.2	4	8	14.9	39.8	94.8	0.2	16.6	3.1	3.9
CC	2	FH	17.5	2	2	6.7	32.6	90.5	0.1	11.4	3.0	4.2
CC	4	FH	9.2	3	3	5.2	41.5	90.0	0.2	N/D	3.0	2.2
CC	5	FH	11.5	5	5	5.0	40.4	77.8	0.1	13.6	3.5	5.0
CC	9	FH	5.5	2	4	3.2	29.4	86.5	0.1	17.6	3.3	2.2
DEC	1	FH	13.0	5	3	13.6	22.0	78.8	0.3	24.9	5.6	5.2
DEC	2	FH	12.5	3	3	5.1	27.1	87.5	0.2	21.7	3.5	2.7
DEC	3	FH	12.0	2	12	5.6	22.9	69.3	0.1	25.2	3.8	3.9
DEC	8	FH	11.0	3	5	5.8	23.9	93.3	0.1	15.8	4.0	3.9
DEC	9	FH	19.2	4	5	15.0	25.3	93.0	0.3	16.9	.	3.1
OC	1	FH	2.5	2	6	2.0	44.1	56.3	0.3	17.9	4.8	1.3
OC	4	FH	2.0	2	3	1.4	56.3	28.6	0.3	28.9	3.2	3.4
OC	5	FH	8.0	3	4	3.7	56.5	64.1	0.1	22.3	3.2	2.6
OC	6	FH	12.0	5	4	9.6	43.2	94.3	0.3	22.1	3.3	3.7
OC	7	FH	12.8	3	4	10.3	36.8	84.7	0.3	13.4	3.0	3.7
17yb	1	0-20cm	9.0	2	5	1.9	25.1	3.9	1.1		3.1	
17yb	3	0-20cm	11.0	2	2	3.0	27.3	3.0	1.0		4.6	
17yb	4	0-20cm	16.0	2	2	1.7	21.2	5.3	1.0		4.1	
17yb	5	0-20cm	17.0	2	2	2.2	19.3	3.0	1.8		4.6	

17yb	6	0-20cm	15.5	2	4	1.2	22.5	3.9	0.8	4.3
2yb	1	0-20cm	17.0	2	3	2.0	21.8	1.0	1.2	4.8
2yb	2	0-20cm	16.0	3	3	1.3	22.3	4.8	0.7	4.3
2yb	3	0-20cm	20.0	2	7	2.7	28.4	2.2	1.0	4.5
2yb	4	0-20cm	16.5	3	7	4.0	24.9	5.2	1.2	4.6
2yb	5	0-20cm	10.3	2	3	1.3	20.2	1.4	1.3	4.8
CC	1	0-20cm	16.8	4	8	5.4	26.1	5.1	1.4	.
CC	2	0-20cm	32.0	2	2	3.5	25.6	4.1	1.1	4.9
CC	4	0-20cm	24.0	3	3	1.9	27.0	4.8	1.0	4.2
CC	5	0-20cm	14.0	5	5	7.8	30.4	7.7	1.8	4.3
CC	9	0-20cm	23.0	2	4	2.5	18.7	4.0	1.1	4.4
DEC	1	0-20cm	31.0	5	3	4.4	16.2	1.5	1.6	5.5
DEC	2	0-20cm	28.0	3	3	3.5	24.1	1.7	1.0	4.4
DEC	3	0-20cm	23.0	2	12	8.7	19.6	2.7	1.0	4.2
DEC	8	0-20cm	24.0	3	5	4.3	21.9	3.9	0.9	4.3
DEC	9	0-20cm	17.0	4	5	2.2	16.7	4.0	1.5	4.4
OC	1	0-20cm	20.0	2	6	1.7	25.2	2.1	1.1	5.1
OC	4	0-20cm	19.5	2	3	1.8	27.6	2.1	1.0	4.4
OC	5	0-20cm	23.0	3	4	2.5	23.8	2.9	1.2	4.4
OC	6	0-20cm	17.0	5	4	2.6	44.2	2.0	1.6	4.2
OC	7	0-20cm	17.0	3	4	2.4	26.1	7.0	1.0	4.3